

Inhalt**Seite 5**

Ch. Breitkreuz & H.Flick:
Sedimentation am trachy-
tisch/alkalirhyolithischen
Inselvulkan von Katzeneln-
bogen-Steinkopf (Devon/
Rheinisches Schiefergebir-
ge).

Seite 17

B. Jäger:
Eine hydrothermale Gold-
mineralisation im Zech-
steinkonglomerat der Sil-
berkuhle bei Korbach

Seite 43

M. A. Geyh & D. Rambow:
Isotopenhydrologische
Untersuchungen an Grund-
wässern aus dem Buntsand-
stein Nordhessens

Seite 63

B. R. Carson:
Zur Eignung der tertiären
Tone von Wimpfsfeld
(Westerwald) als minerali-
sche Schadstoffbarriere
unter Einfluß von anorgani-
schen Sickerwässern

Seite 95

G. Schneider:
Bodenhydrologische Unter-
suchungen zum Versicke-
rungs- und Abflußverhalten
von Pseudogleyen aus quar-
tären Deckschichten im
Hangbereich des östlichen
Taunuskammes

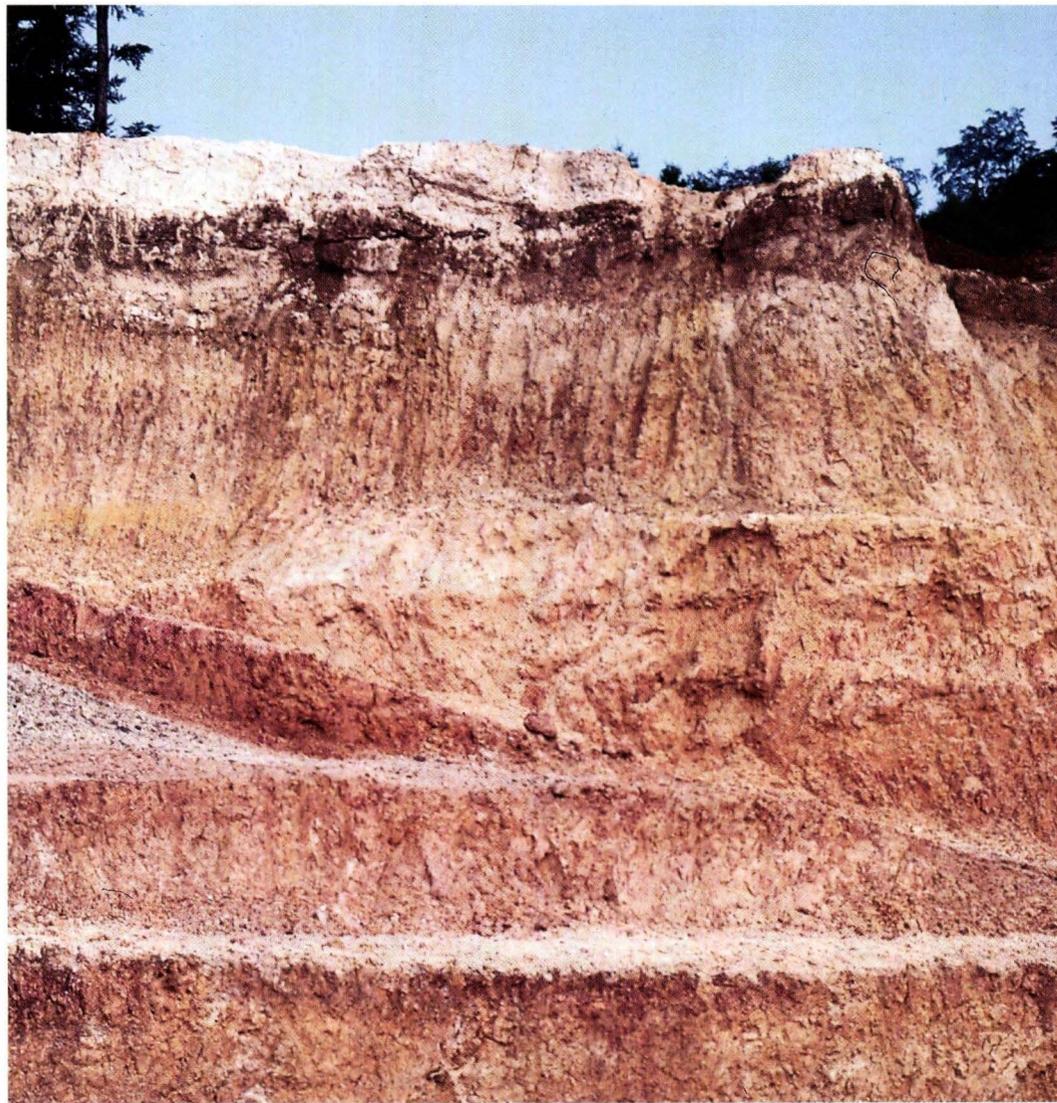
Seite 109

H.-D. NESBOR:
Nachruf Hans Hentschel

Seite 113

M. Horn:
Nachruf Jens Kulick

Geologisches Jahrbuch Hessen 1997



Band 125/1997

116 Seiten, 75 Abbildungen, 21 Tabellen, Wiesbaden 1997

ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen 1997

Schriftleitung
Prof. Dr. Andreas Hoppe
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Titelbild aus Beitrag Carson
Ansicht der Tongrube Wimpfsfeld II aus dem Jahre 1991 mit Aufschlüssen der Tone Wimpfsfeld 310, aus denen SECURSOL 3310 hergestellt wird.

Hinweis für Autoren
Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen.
Ausgearbeitet von H. D. Lang, A. Rabien, W. Struve und E. Wiegel, 36 S.; Hannover 1976.
[Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung] (Nägele u. Obermiller); Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1997
ISSN 0341-4027

Printed in Germany

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Hermann Brenner, Elisabeth Lommatzsch
Gestaltung: Oliver Aumann
Schrift: Schneider Libretto
Herstellung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH
Neustädter Straße 1–4
99947 Bad Langensalza
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier
Vertrieb: Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
Telefon: 06 11/53 70, Fax: 06 11/53 73 27

Inhalt	Seite
Christoph Breitzkreuz & Heiner Flick Sedimentation am trachytisch/alkalirhyolithischen Inselvulkan von Katzenelnbogen- Steinkopf (Devon/Rheinisches Schiefergebirge)	5
Berthold Jäger Eine hydrothermale Goldmineralisation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach	17
Mebus A. Geyh & Dietrich Rambow Isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern aus dem Buntsandstein Nord- hessens	43
Brigitta Ruth Carson Zur Eignung der tertiären Tone von Wimpfsfeld (Westerwald) als mineralische Schadstoff- barriere unter Einfluß von anorganischen Sickerwässern	63
Gregor Schneider Bodenhydrologische Untersuchungen zum Versickerungs- und Abflußverhalten von Pseudo- gleyen aus quartären Deckschichten im Hangbereich des östlichen Taunuskammes	95
Heinz-Dieter Nesbor Hans Hentschel †	109
Manfred Horn Jens Kulick †	113

Christoph Breitkreuz & Heiner Flick*

Sedimentation am trachytisch/alkalirhyolithischen Inselvulkan von Katzenelnbogen-Steinkopf (Devon/Rheinisches Schiefergebirge)

Kurzfassung

In der Lahnmulde bei Katzenelnbogen-Steinkopf ist eine 23 m mächtige Abfolge aufgeschlossen, die vorwiegend aus vulkaniklastischen Massenstromablagerungen aufgebaut ist. Sie wird von einer massiven trachytisch/alkalirhyolithischen Lava überlagert. Die Klastenzusam-

mensetzung sowie die Gefüge in den Sedimenten und in der Lava weisen auf ein terrestrisches Ablagerungsmilieu auf einer Vulkaninsel hin. Felsische Lavaklasten herrschen in den Sedimenten vor, wobei drei bimsreiche Einschaltungen explosive vulkanische Aktivität im Liefer-

gebiet anzeigen. Die Bimse können durch initiale (sub-)plinianische Eruptionen entstanden sein, die typischerweise der Effusion felsischer Laven vorangehen. Die untersuchte Abfolge gehört in den ersten Eruptionszyklus des Lahn-Dill-Gebietes (Basis des Mitteldevons).

Abstract

A 23-m thick succession of mass flow-dominated volcanoclastic sediments crops out in the Lahn Syncline at Katzenelnbogen-Steinkopf. It is overlain by massive trachytic to alkali-rhyolitic lavas. Clast composition, sedimentary and lava structu-

res point to a terrestrial depositional facies, presumably on a volcanic island. Silica-rich lava clasts dominate the sediments; however the presence of three pumice-rich mass-flow deposits imply explosive volcanism to have been active in the

source area. This explosive volcanism is attributed to initial (sub-)plinian phases typically preceding siliceous lava effusions. The succession can be correlated with the first eruption cycle in the Lahn-Dill area (base of the Middle Devonian).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
2. Geologischer Rahmen	7
3. Abfolge im Steinbruch von Katzenelnbogen-Steinkopf	7
4. Sedimentation und Lithologie	10
4.1 Klasttypen	10
4.2 Lithofaziestypen	10
5. Ablagerungsbedingungen und Herkunft des Materials	13
6. Folgerungen	15
7. Schriftenverzeichnis	15

* Priv.-Doz. Dr. C. Breitkreuz, z. Zt. GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegraphenberg A26, 14473 Potsdam, Prof. Dr. H. Flick, Carl-Orff-Ring 5, 87616 Marktobberdorf.

1. Einleitung

Dehnungsbewegungen im südlichen Schelf des Old-Red-Kontinentes haben während des Devons und Karbons vor allem im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges wiederholt zu vulkanischer Tätigkeit geführt. Dabei handelte es sich im wesentlichen um submarinen Vulkanismus basaltischer Provenienz (siehe z.B. Flick & Nesbor 1988, Nesbor et al. 1993, Schmincke 1988, Schmincke & Sunkel 1987, Sunkel 1990). Im frühen De-

von führten hingegen rhyolithische Schmelzen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge zu ausgedehnter subaerischer Aktivität (Heyckendorf 1985). Im Gebiet des südlichen Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet) kam es im Zeitraum oberes Mittel- bis tiefes Oberdevon zu intensivem basaltischen Vulkanismus. Aufgrund der dort vorherrschenden größeren Wassertiefen entstanden nur relativ selten Vulkaninseln mit

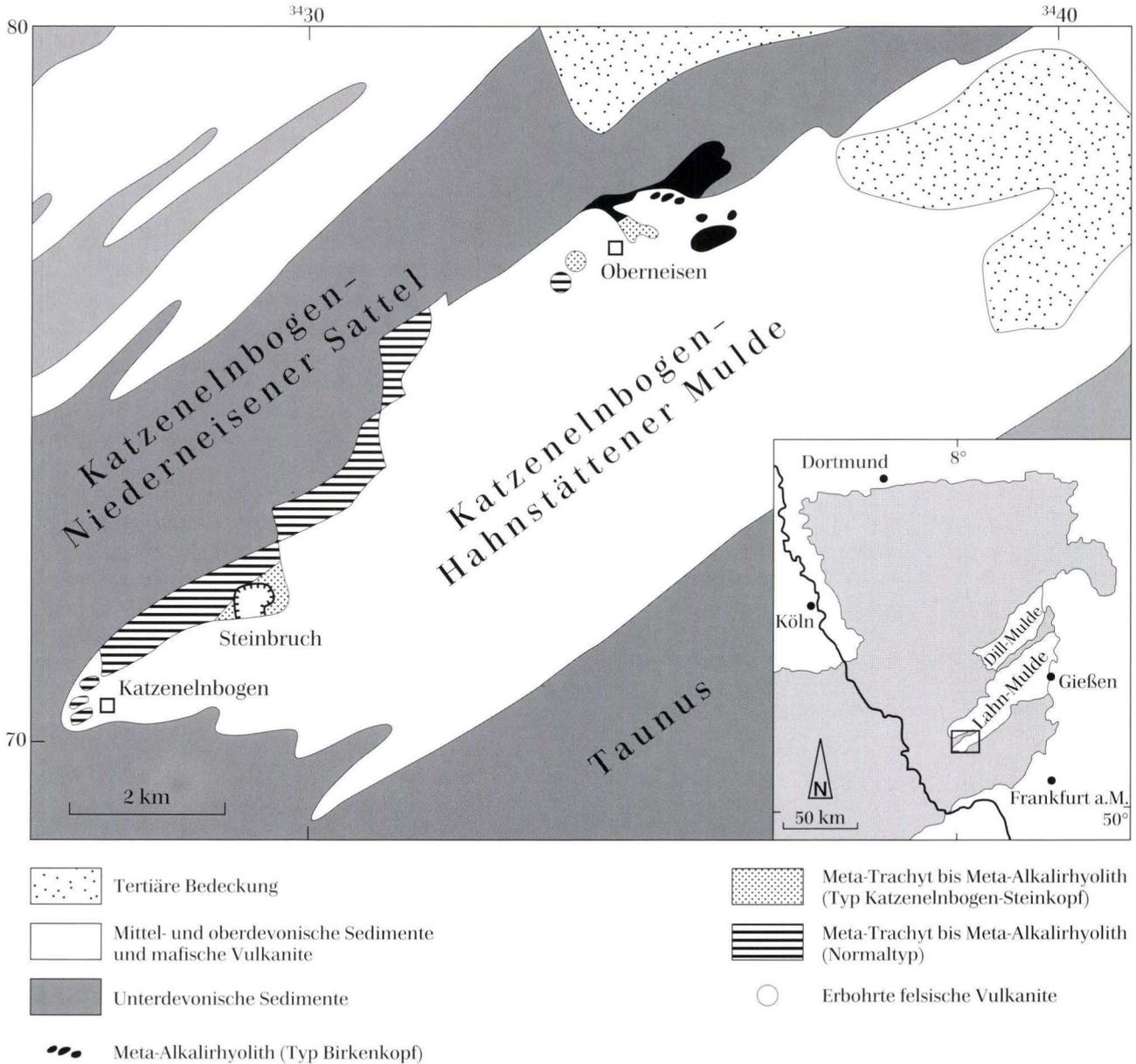


Abb. 1. Verbreitung devonischer felsischer Vulkanite (in Aufschlüssen und Bohrungen) in der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde (SW-Teil der Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge), mit Kennzeichnung des Steinbruchs Schumacher am Steinkopf bei Katzenelnbogen.

subaerischer Tätigkeit. Dieses wird von der vergleichsweise geringen Anzahl von Tuffeinschaltungen in zeitgleichen Riffablagerungen gestützt (z.B. im Altendiezer Riff, siehe Stapf & Niemann in Flick et al. 1988).

Die im Lahn-Dill-Gebiet weniger verbreiteten kieselsäurereichen Schmelzen sind in Schwellenpositionen aufgestiegen und haben verschiedentlich Inselvulkane aufgebaut. Ihre Existenz ist allerdings bislang, bis auf Ausnahmen wie z.B. in der Nähe von Diez (Flick &

Schmidt 1987), nur aus marinen Ablagerungen in Form von Aufarbeitungsschutt und distalen Tuffablagerungen abgeleitet worden. Wir stellen im folgenden einen neuen Aufschluß an der SW-Wand des Steinbruchs am Steinkopf bei Katzenelnbogen vor, dessen klastische Abfolge erstmals Einblicke in das subaerische Stadium eines trachytisch/alkalirhyolithischen Inselvulkans im SE der Lahnmulde erlaubt.

2. Geologischer Rahmen

Im Lahn-Dill-Gebiet, dem Raum mit der stärksten vulkanischen Aktivität im Rhenoherynikum, lassen sich vier Phasen in Begleitung der Dehnungs- und Senkungsbewegungen auf dem Old-Red-Schelf unterscheiden (Hentschel 1970, Flick & Nesbor 1988). Die erste Phase förderte an der Wende Unter-/Mitteldevon trachytische bis alkalirhyolithische Schmelzen, aus denen, nach Ablagerung und Abkühlung, durch diagenetische bis schwachmetamorphe Alterationsprozesse Metavulkanite hervorgingen, die als Keratophyre und Quarzkeratophyre bekannt sind. Diese Ablagerungen haben am SW-Ende der Lahnmulde ihre größte Verbreitung. Dort finden sich in einer Schwellenposition (Katzenelnbogener Schwelle) ausgedehnte kieselsäurereiche Metavulkanite auf unterdevonischen Quarziten und Tonschiefern rheinischer Fazies. Sie lassen sich zwischen Katzenelnbogen und Mensfelden durch Aufschlüsse und Bohrungen

über eine Entfernung von 10 km verfolgen (Abb. 1). Die Vulkanitfolge wird im Hangenden abgelöst durch Sedimente in herzynischer Fazies mit hoch mitteldevonischen bis tief oberdevonischen Riffkalken und lokalen Schwarzschiefern.

Die felsischen Vulkanite der Katzenelnbogen-Hahnstättener Mulde lassen sich drei Typen zuordnen (Abb. 1). Neben dem Normaltyp mit relativ wenigen kleinen Alkalifeldspateinsprenglingen kommt, vorzugsweise im mittleren Abschnitt, ein besonders einsprenglingsreicher Typ vor (Typ Katzenelnbogen-Steinkopf). Fast ausschließlich auf das Ostende der Mulde beschränkt ist ein dritter Typ mit spätmagmatischen idiomorphen Quarzkristallen in zweiter Generation (Typ Birkenkopf), (Abb. 1, zur näheren Beschreibung siehe Flick 1977, 1979, Flick & Weissenbach 1978 sowie Flick & Nesbor 1988).

3. Abfolge im Steinbruch von Katzenelnbogen-Steinkopf

Am Steinkopf bei Katzenelnbogen, nördlich der Straße nach Zollhaus (B 274), haben die kieselsäurereichen Vulkanite dieses Raumes ihre größte Ausstrichbreite (Abb. 1). Die verschiedenen dort auftretenden Gesteinstypen (Normaltyp, Typ Katzenelnbogen-Steinkopf, Typ Birkenkopf) lassen vermuten, daß dieser Bereich eines der Vulkanzentren darstellt, in dem Schmelzen unterschiedlichen Entwicklungsgrades aus einem tiefer gelegenen Magmenherd aufgestiegen sind.

Der Steinbruch der Firma Schumacher ist in diesem besonders mächtigen Bereich angelegt und schließt seit Ende der Achtziger Jahre an der Westwand eine Folge von vulkaniklastischen Sedimenten auf (Abb. 2 und 3). Die Sedimente werden von einer Folge säulig abgesonderter Vulkanite von jeweils 10–12 m Mächtigkeit überlagert (Abb. 4E). Der unterste Strom (Einheit H in Abb. 3), der von einer matrixgestützten Schuttstromablagerung von 50 cm Mächtigkeit (oberster Teil von Einheit G

in Abb. 3, s.u.) unterlagert wird, führt reichlich Kalifeldspat- sowie untergeordnet alterierte Hornblende-einsprenglinge in einer wolkig-trachytischen Grundmasse aus Feldspatleisten. Die Seltenheit zerbrochener Einsprenglinge zusammen mit dem Mangel an pyroklastischen Texturen an der Basis spricht für einen Lavastrom. Allerdings fehlt eine deutliche basale Brekzie, die für felsische Laven typisch ist (Abb. 7). Daher ist die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß die Vulkanite im Steinbruch Schumacher rheomorphe Ignimbrite darstellen (vgl. Henry & Wolff 1992). Dieses Problem ist aufgrund der Aufschlußverhältnisse und der Alteration nicht endgültig zu klären. Vor allem aber ist diese Unterscheidung in dem vorherrschenden Klasttyp der hier vorgestellten Sedimente unmöglich. Im Bewußtsein dieser Problematik behalten wir die Ansprache der Einheit H als Lava bei und bezeichnen den vorherrschenden Klasttyp in den Sedimenten als felsische Lava (Tab. 1).

Tab. 1. Lithofaziestypen, Zusammensetzung und Ablagerungsfazies der Sedimente

Lithofazies ¹	Zusammensetzung	Interpretation
LFT 1 Matrixgestützt, massiv mit klastgestützten Stein- und Blocklinsen oder mit isolierten Steinen und Blöcken*	M: sandiger Ton, bimsarm K und Ü: felsische Lava (und Bims)	terrestrische Schuttstromablagerungen
LFT 2 Klastgestützte Stein- und Block-Konglomerate*, massiv, schichtförmig, stellenweise mit erodierter Oberfläche, schlecht sortierte bimsreiche Matrix	M: sandiger Ton, Bims K: felsische Lava, selten vulkaniklastische Fragmente	terrestrische Schuttstromablagerungen
LFT 3 Klastgestützte Grobsand-Feinkies-Konglomerate, massiv, linsen- bis schichtförmig, mit isolierten Steinen und Blöcken*	M: sandiger Ton, Bims K: felsische Lava, Kristallfragmente (Bims, mafische vulkanische Fragmente) Ü: felsische Lage	terrestrische nichtkohäsive, dichte-modifizierte Körnerstromablagerungen
LFT 4 Klastgestützte Kies-Konglomerate, parallelgeschichtet, mit isolierten Steinen* und mit Kristall- und lavafragmentreichen Linsen (KL-Linsen)	M: nicht nachgewiesen K: Bims (felsische Lava, Kristallfragmente) Ü: felsische Lava KL-Linsen : felsische Lava, Kristallfragmente und Bims	„hyperconcentrated flow deposits“ bis nichtkohäsive Schuttstromablagerungen
LFT 5 Mittel- bis Grobsand, parallelgeschichtet, schicht- bis linsenförmig	M: nicht nachgewiesen K: felsische Lava und Kristallfragmente	fluviatile Sandsteine
* Steine und Blöcke gerundet ¹ Korngrößenklassifikation nach Füchtbauer (1988)	M: Matrix K: Komponenten Ü: übergroße Klaster	

Das Liegende zur Sedimentfolge ist bisher nicht erschlossen. Nach Süden zu wird die Steinbruchwand zunächst durch einen Schuttkegel verdeckt (s. Abb. 2), so daß offen bleiben muß, ob dort ein tektonischer oder erosiver Kontakt zur Sedimentfolge vorliegt. Danach folgen wieder säulig abgesonderte Laven, in deren Schrumpfrisse an der Steinbruchsüdwand lokal Gerölle in Feinkiesfraktion eingespült und eingebakken sind (Flick 1977). Diese Laven dürften den jüngsten Abschnitt der ersten vulkanischen Phase repräsentieren, da nahe am Steinbruch bereits die hangenden Riffkalke auftreten.

Die Sedimentfolge ist verhältnismäßig grob geschichtet und wird beherrscht von braungrauen Verwitterungsfarben. Sie liegt subhorizontal oder fällt nach Norden ein und wird an steilen nordfallenden Störungen versetzt (Abb. 2). Wahrscheinlich wurde sie durch die massigen überlagernden Laven vor der Faltung geschützt (vgl. Nesbor & Flick 1987). Es lassen sich jedoch häufig ungefähr schichtparallele Scherbewegungen in den inkompetenten Schichten nachweisen (z.B. Einheiten B, D und F in Abb. 3).

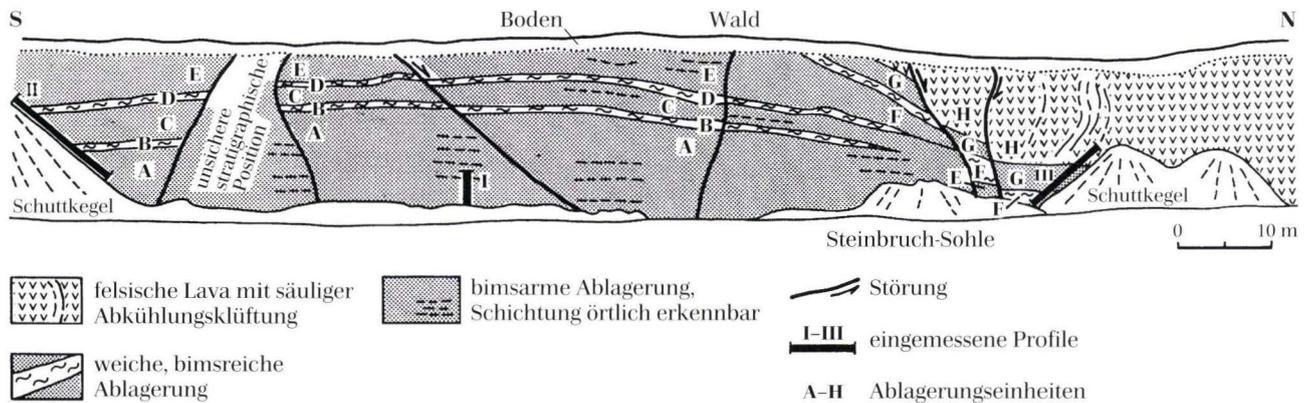


Abb. 2. Aufschlußskizze eines Teils der Westwand des Steinbruchs Schumacher am Steinkopf bei Katzenelnbogen mit der sedimentären Abfolge; zur Position siehe Abb. 1.

Abb. 3. Lithostratigraphische Säule der vulkaniklastischen Sedimente im Steinbruch Schumacher, aufgenommen in den Profilen I–III (Abb. 2); Größe der Steine und Blöcke maßstabsgetreu, Säulenbreite korrespondiert mit der Lithofazies. ▶

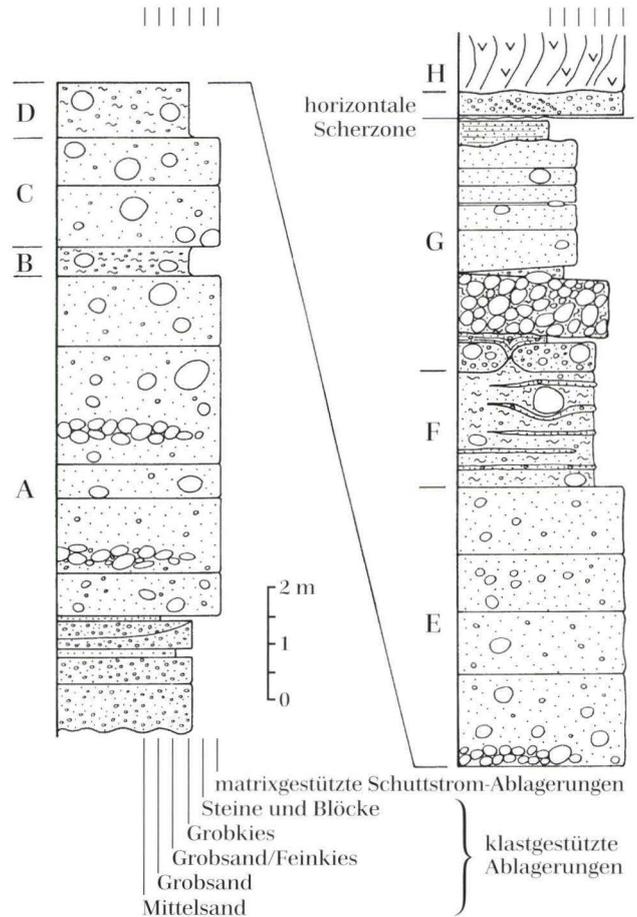
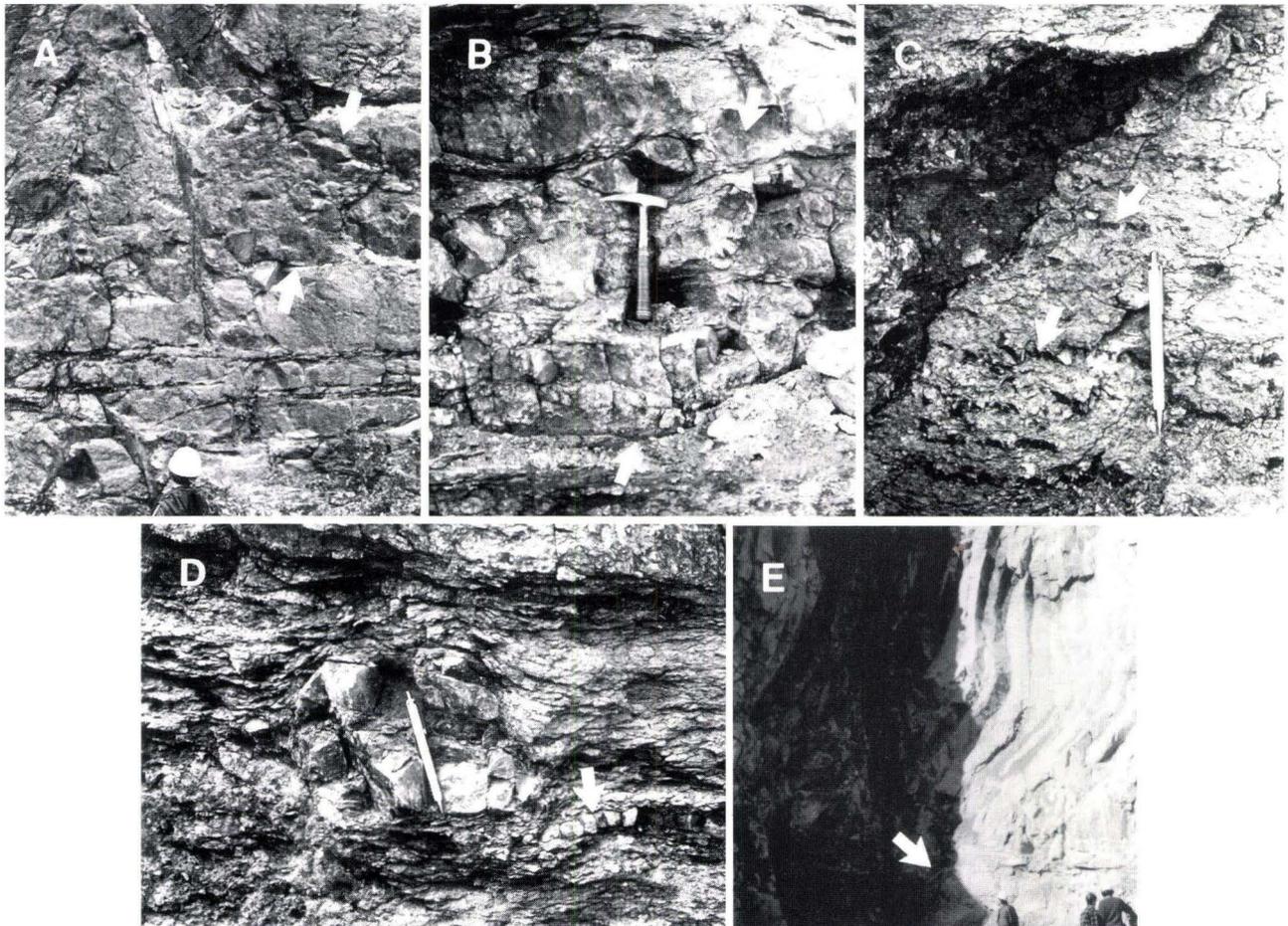


Abb. 4. Aufschlußdetails:

- A** Basis der Einheit A in Profil I, unten massive klastgestützte feine Konglomerate (LFT 3 mit LFT 5-Einschaltungen) und darüber matrixgestützte Schuttstromablagerungen mit klastgestützten Stein- und Blocklinsen (LFT 1, Pfeile).
- B** Basis von Einheit G in Profil III: klastgestützte Stein- und Block-Konglomerate (LFT 2) zwischen den Pfeilen.
- C** Einheit F in Profil III, nördlich der subvertikalen Störung (s. Text): bimsreiche „hyperconcentrated flow deposits“ (LFT 4) mit Kristall- und lavafragmentreichen Linsen (KL-Linsen, Pfeile).
- D** Wie C mit kompaktionsbedingter Deformation der Lagen um einen übergroßen Lavablock; Pfeil zeigt auf eine KL-Linse.
- E** Glatte Basis und sanft nach Norden ausgelenkte Abkühlungssäulen der überlagernden felsischen Lava (Top der Einheit G – Basis der Einheit H, Profil III).



4. Sedimentation und Lithologie

4.1 Klasttypen

Die vulkaniklastischen Sedimente der Abfolge von Katzenelnbogen-Steinkopf bestehen im wesentlichen aus Fragmenten der verschiedenen kieselsäurereichen Laven (s. oben) und ihrer Einsprenglinge (Kalifeldspat, selten Plagioklas). Daneben finden sich Bimsklasten und untergeordnet Fragmente blasenreicher basischer Lava sowie Grauwacken-, Quarzit- und Tonschieferklasten. Möglicherweise ignimbritischer Herkunft sind seltene Klaster mit schlieriger Textur um seriale Feldspateinsprenglinge. Ähnliche Texturen wurden allerdings von Allen (1988) auch aus brekzierten kieselsäurereichen Laven beschrieben. Die Einheiten B, D und F (Abb. 3) werden vor allem aus Bimsfragmenten in Kiesfraktion aufgebaut. Diese sind im Dünnschliff deutlich von gescherten Tonschieferklasten zu unterscheiden (Abb. 6A). Abgesehen von wenigen vulkanosedimentären Gesteinen leiten sich die durchweg gerundeten Gerölle in der Fraktion der Steine und Blöcke von den kieselsäurereichen Laven ab.

4.2 Lithofaziestypen

Im Aufschlußmaßstab ist die klastische Abfolge i.w. ebenflächig entwickelt. Linsenförmige Einschaltungen finden sich in den Einheiten A, F und G; Erosionsrinnen treten nicht auf. Nach Zusammensetzung und sedimentärem Gefüge lassen sich die klastischen Ablagerungen in fünf Lithofaziestypen einteilen, wobei einige Gefüge aufgrund von Kompaktion, Zerschering und diagenetischer bis niedrigstmetamorpher Umwandlung nur eine vorsichtige Interpretation erlauben. Die sedimentären Erscheinungsformen der Lithofaziestypen (LFTs) und die Ablagerungsfazies sind in Tabelle 1 gegenübergestellt.

LFT 1 – Matrixgestützte Schuttstromablagerung, örtlich mit klastgestützten Stein- und Blocklinsen: Massige Lagen von 0,5–2 m Mächtigkeit sind in der Abfolge häufig (Einheiten A, C, E und oberer Abschnitt von Einheit G). Sie führen Mittelsand- bis blockgroße Klaster (Abb. 5A, B), die in einer sandigen Tonmatrix schwim-

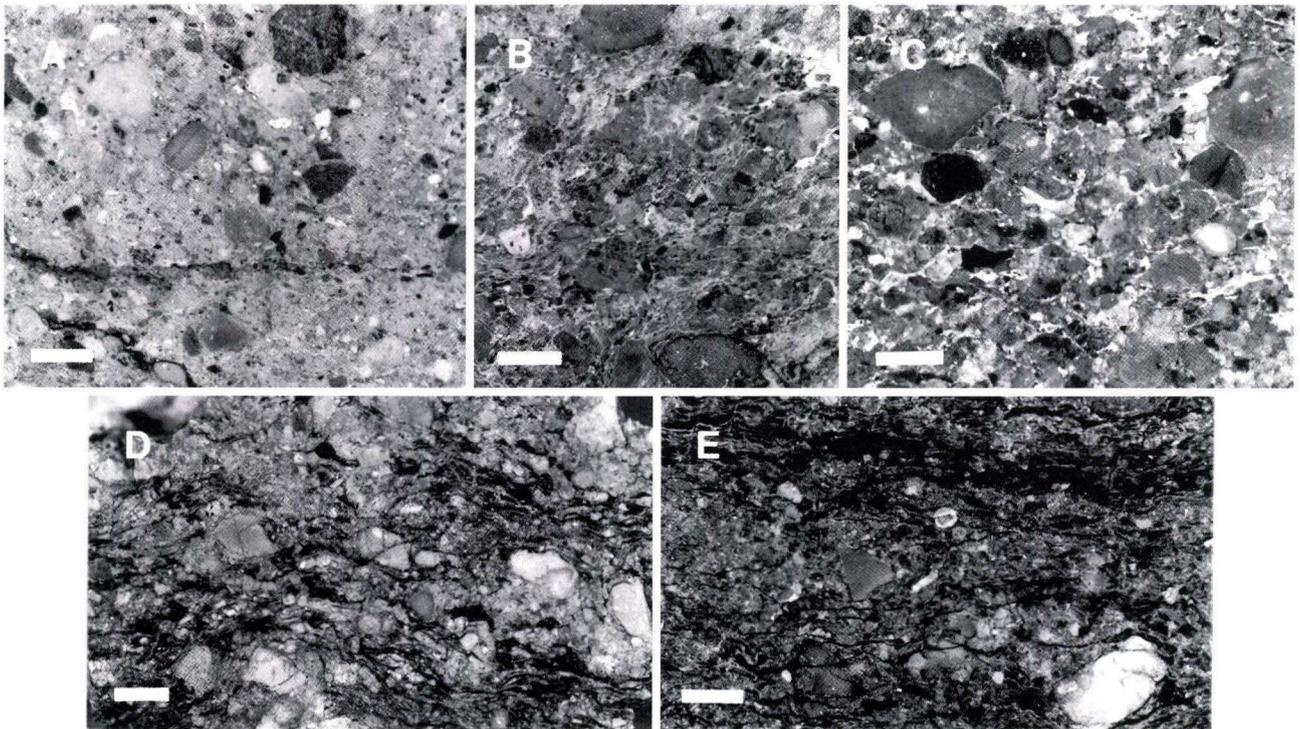


Abb. 5. Gesteinsanschliffe (Maßstäbe jeweils 0,5 mm):

A Matrixgestützte Schuttstromablagerung (LFT 1) am Top der Einheit G.

B Klastenreichere LFT 1 in Einheit C.

C Klastgestütztes Kies-Konglomerat (LFT 3, Einheit A).

D Bimsreiche, klastgestützte Kies-Konglomerate (LFT 4, Einheit F), die im Aufschluß dunkelgrünen diagenetischen Fiammae sind deutlich zu erkennen.

E Bimsreiche klastgestützte Kies-Konglomerate in Einheit B (LFT 4).

men (Abb. 6B, C). Die Komponenten bestehen vor allem aus Lava- und Kristallbruchstücken. Bims in Aschefraktion in der Matrix (Abb. 6E) oder als sand- bis kieskorngroße Klaster sind untergeordnet enthalten. Die gelegentlichen klastgestützten Stein- und Blocklinsen (Abb. 4A) sind die einzige Abweichung in dem internen Ablagerungsgefüge.

Eine Entstehung von LFT 1 aus einem bimsreichen pyroklastischen Strom ist unwahrscheinlich, da die Lagen nur untergeordnet Anteile von alterierten Glascherben und Bims enthalten. Weiterhin schließen der Rundungsgrad und die polymikte Zusammensetzung der Lavabruchstücke eine Ablagerung aus einem Block- und Aschestrom aus, die häufig als Folge von Lava(dom)-Explosionen entstehen (Cas & Wright 1987). Die massigen Lagen, das matrixgestützte Gefüge und die Häufigkeit von Blöcken bis 0,5 m Ø machen für LFT 1 eine Ablagerung aus einem sedimentären Schuttstrom wahrscheinlich. Die Schichten zeigen keine Entgasungsröhren oder Zickzack-Abkühlungsklüfte, die auf eine Ablagerung aus einem heißem Lahar hinweisen würden (Arguden & Rodolfo 1990). Wegen unzureichender Aufschlußverhältnisse kann die Zuordnung der klastgestützten Stein- und Blocklinsen innerhalb einer der Schuttstromeinheiten nicht bestimmt werden. Deshalb ist keine Unterscheidung zwischen normaler, inverser oder inverser bis normaler „coarsetail“-Gradierung möglich (s. Walton & Palmer 1988).

LFT 2 – klastgestütztes Stein- und Blockkonglomerat: Ein 1,0–1,3 m mächtiges klastgestütztes Konglomerat in Einheit G (Abb. 3 und 4B) besteht aus 5–40 cm großen schlecht gerundeten bis gerundeten Klaster, die – soweit länglich – parallel zur Schichtung eingeregelt sind. Die Abfolge zeigt keine interne Gradierung oder Schichtung. Die Matrix ist schlecht sortiert und reich an stark kompaktierten Bimsfragmenten.

Schlecht sortierte Matrix und das Fehlen matrixinterner Schichtungsmerkmale deuten für LFT 2 eher auf eine klastgestützte Massenstromablagerung als auf ein durch strömendes Wasser (fluviatil oder marin) sedimentiertes Konglomerat mit infiltrierter Matrix (Shultz 1984). Die starke Kompaktion der Bimsfragmente in der Matrix läßt vermuten, daß die Einheit vor der Kompaktion ursprünglich stärker matrixgestützt war.

LFT 3 – Klastgestütztes Konglomerat der Grobsand- bis Kiesfraktion: An der Basis von Einheit A sowie an der Basis und in der Mitte von Einheit G treten 0,2–1 m mächtige schicht- oder linsenförmige, relativ gut sortierte Lagen in Grobsand- bis Kiesfraktion auf. Zusammen mit den vorherrschenden felsischen Lavabruchstücken sind bis zu 20 % stark kompaktierte Bimsfragmente am Aufbau der LFT 3 beteiligt (Abb. 5C), sel-

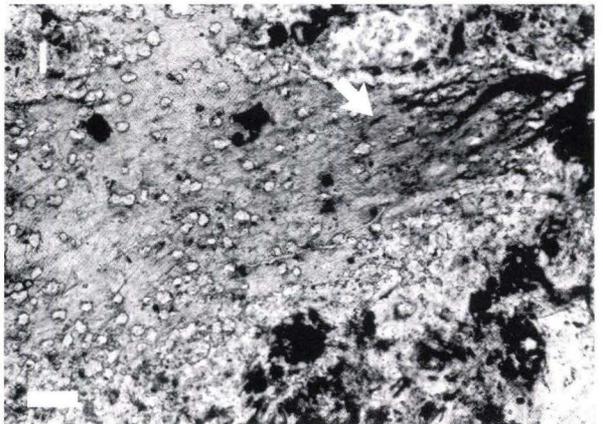
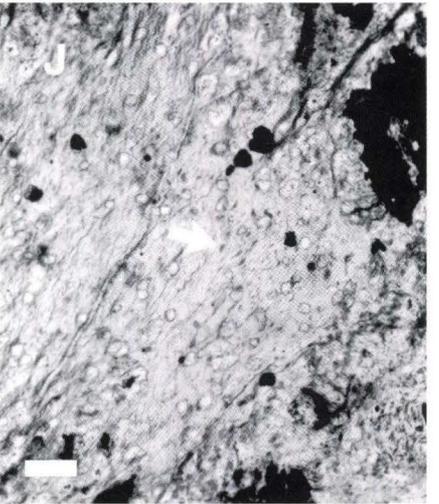
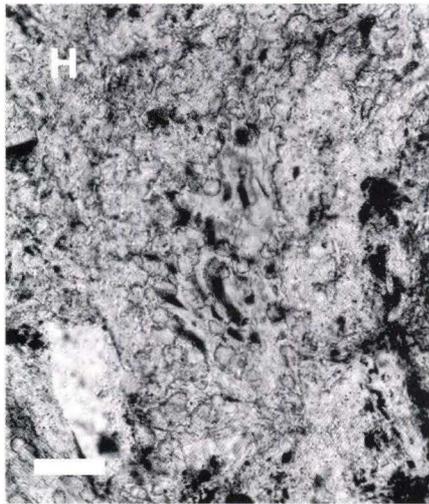
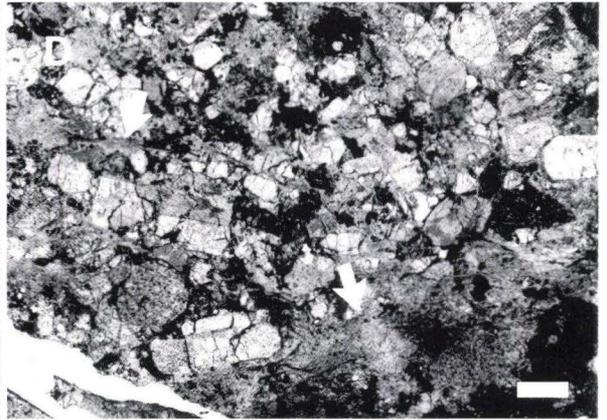
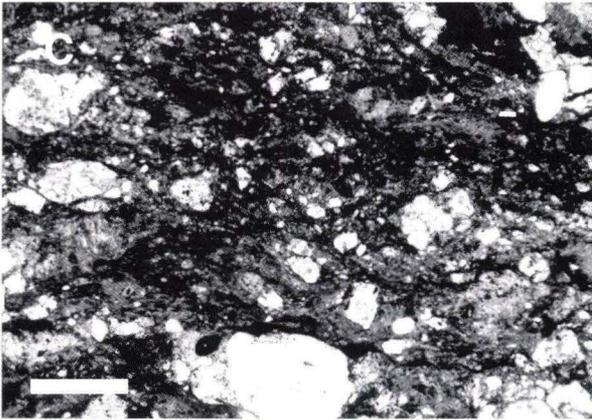
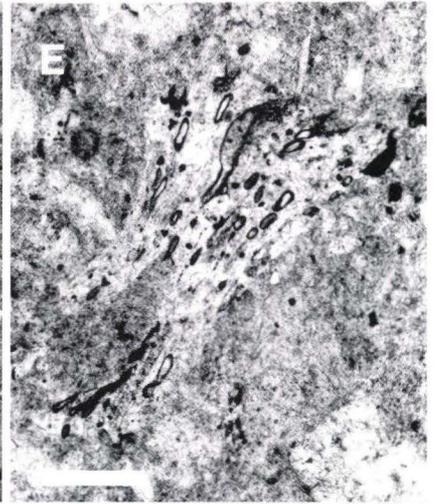
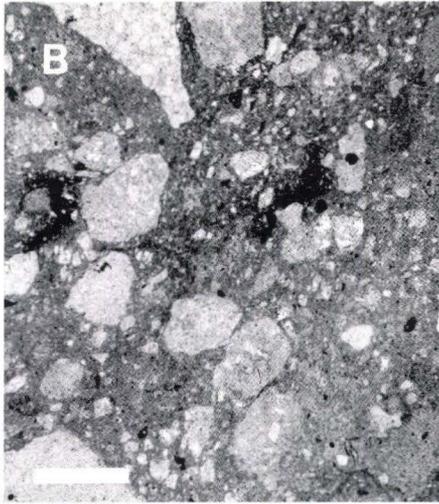
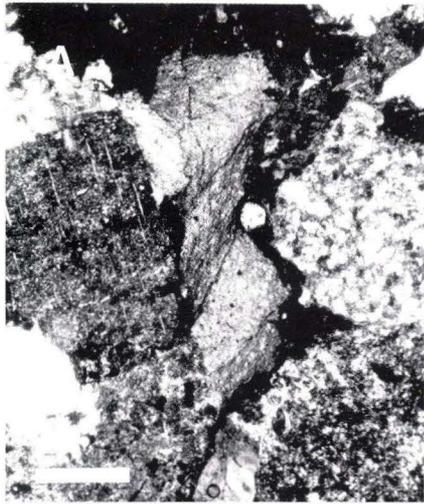
ten auch Tonschieferklaster (Abb. 6A). Die 0,5 m mächtige Schicht von der Basis der Einheit G hat eine wellige Unter- und Oberfläche und enthält isolierte gerundete Lavabruchstücke (bis 30 cm Ø), wobei die länglichen Klaster in die Schichtung eingeregelt sind. Nachträgliche Deformation hat örtlich eine Boudinage bewirkt (Abb. 3). An der Basis von Einheit A wechselt LFT 3 mit mittel- bis grobkörnigen, parallel laminierten Sandsteinen (LFT 5).

LFT 3 kann als Massenstromablagerung angesehen werden, weil sie massige Internstrukturen und isolierte Blöcke aufweist. Das Auftreten klastgestützter Komponenten in Grobsand- bis Kiesfraktion deutet zusammen mit der Seltenheit der übergroßen Blöcke auf eine Ablagerung aus einem nichtkohäsiven Massenstrom (dichtemodifizierter Körnerstrom, Lowe 1982, Shultz 1984).

LFT 4 – geschichtetes klastgestütztes Konglomerat in Kiesfraktion mit isolierten Blöcken: Diese Lithofazies besteht aus drei zwischen 0,5 und 2 m mächtigen Einschaltungen (Abb. 2 und 3: Einheiten B, D, F), die durch dunkelgrüne Phyllosilikate charakterisiert werden. Die Klaster bestehen aus zumeist stark kompaktierten Bimsen (Abb. 6F, G und I), örtlich blieben nicht kompaktierte Bimse erhalten (Abb. 6H, I und J). Diagenetische Fiammae sind dabei im Handstück und auf frischen Bruchflächen gut zu erkennen (Abb. 5D, E). Daneben treten kieskorngroße Klaster von felsischen Laven, Kristallen, Schlacken und Sedimenten wie auch übergroße gerundete Blöcke bis zu 30 cm Ø auf. Eventuell durch die starke Kompaktion mit bedingt ist LFT 4 deutlich parallelgeschichtet (Abb. 4D). In Einheit F wird die Schichtung außerdem von bis 4 cm starken Linsen nachgezeichnet, die aus Kristallen und felsischen Lavafragmenten in Grobsandfraktion aufgebaut sind („KL-Linsen“, Tab. 1 sowie Abb. 4C, D und 6D) und die durch den quarzreichen Zement witterungsbeständiger sind.

Im Profil III (Abb. 2) zeigt Einheit F eine laterale Gefügeänderung. Nördlich einer subvertikalen Störung sind Steine und Blöcke selten, während südlich davon übergroße Klaster reichlich vorhanden sind, KL-Linsen dafür aber fehlen. Da die Störung auch einen horizontalen Versatz aufweisen kann, ist der räumliche Zusammenhang zwischen blockreicher und blockarmer Subfazies nicht klar.

Die schwach angedeutete Schichtung und die Seltenheit der übergroßen Klaster macht eine sedimentäre Entstehung von LFT 4 in Einheit F in Form eines „hyperconcentrated flow deposit“ (Pierson & Scott 1985) wahrscheinlich. Mit der Einschränkung der unklaren Bedeutung der Störung (s. oben) kann die erwähnte blockreiche Subfazies von Einheit F entsprechend als fluviatile oder submarine Rinnenfazies und die blockarme Subfazies als Überbankablagerung angesehen werden. Die



LFT 4-Lagen in Einheiten B und D zeigen keine auffällige interne Schichtung (Abb. 2, Profil II). Falls die Annahme der Entstehung aus einem sedimentären Massenstroms für LFT 4 richtig ist, dann bildeten sich die Einheiten B und D durch, im Vergleich zu Einheit F dichtere, nichtkohäsive Schuttströme.

LFT 5 – Parallel laminierte Mittel- bis Grobsandsteine: Einheiten A und G enthalten mehrere bis zu 30 cm mächtige Sandsteinlinsen und -lagen (Abb. 3). Sie

sind schwach bis deutlich parallelgeschichtet. Es handelt sich um gut sortierte Mittel- bis Grobsandsteine mit isolierten Kiesgeröllen aus klastgestützten Bruchstücken von Feldspäten und untergeordnet vulkanischen und sedimentären Gesteinen.

LFT 5 kann als Ablagerung einer hochenergetischen Wasserströmung angesehen werden, da die Ablagerung gut sortiert und intern parallelgeschichtet sowie klastgestützt ist.

5. Ablagerungsbedingungen und Herkunft des Materials

Die Rekonstruktion des Ablagerungsraums von Katzenelnbogen-Steinkopf wird erschwert durch die geringe Mächtigkeit der sedimentären Abfolge (Abb. 2 und 3) sowie durch die spätere Deformation und Alteration. Wie eingangs angeführt, ist sowohl marine als auch terrestrische Fazies für die devonischen vulkaniklastischen Abfolgen im Lahn-Dill-Gebiet bekannt. Im folgenden werden zwei wahrscheinliche Ablagerungsräume, nämlich im Bereich einer flachmarinen vulkaniklastischen Schuttenschürze („volcaniclastic apron“) oder einer terrestrischen Vulkanebene („volcanic plain“) für den Katzenelnbogen-Steinkopf diskutiert.

Die Abfolge wird charakterisiert durch Massenstromablagerungen mit zwischengeschalteten einzelnen Lagen oder Linsen von gut sortierten, parallelgeschichteten Sandsteinen. Solche Sedimente können in einem flachmarinen Milieu um eine Vulkaninsel entstehen, wo terrestrische Massenströme (pyroklastisch wie sedimentär) vulkanischen Schutt in das Meer transportieren und submarine Massenströme die vulkanogenen Ablagerungen neu verteilen. Eine tiefmarine Ablagerungsfa-

zies wird hauptsächlich deshalb nicht erwogen, weil die früh- bis mitteldevonischen Gesteine der Lahnmulde nur auf eine flachmarine bis terrestrische Fazies weisen und weil in der Abfolge von Katzenelnbogen-Steinkopf Turbidite fehlen. In einem flachmarinen Milieu könnten die gut sortierten parallelgeschichteten Sandsteine (LFT 5) durch Wellen oder Strömungen entstanden sein, welche die Massenstromablagerungen aufarbeiteten. Die gut gerundeten Steine und Blöcke in der Abfolge in Form von isolierten Klasten und in klastgestützten Schichten könnten aus der Wiederaufarbeitung von Laven in Küstenkliffs stammen oder durch fluviatile Systeme ins Meer transportiert worden sein. Ein weiteres Argument für submarine Verhältnisse wäre die Seltenheit von Rinnenstrukturen. Marine Fazies ist an der Basis des Mitteldevons verbreitet (s. Requadt & Weddige 1978), doch fehlen die parallel- oder kreuzgeschichteten Sandsteine, wie sie für flachmarines Intertidal oder für Strandablagerungen typisch sind. Außerdem sind keine marinen Fossilien von Katzenelnbogen-Steinkopf bekannt.

Abb. 6. Dünnschliffaufnahmen:

- A Gescherter sandiger Tonschieferklast in LFT 3 der Einheit A: ein Vergleich mit den Abb. 6E, H und I zeigt, daß Tonschieferklasten sich in ihrer Textur deutlich von Bimsklasten unterscheiden; Maßstab 0,5 mm.
- B Gefüge von LFT 1 in Einheit G: sandige Tonmatrix, bimsarm; Maßstab 1 mm.
- C Gefüge der tonreichen Schuttstromablagerungen (LFT 1) in Einheit C; Maßstab 1 mm.
- D Kristall- und lavafragmentreiche Linse (KL-Linse) in LFT 4 der Einheit F; Pfeile zeigen auf große Bimsfragmente; Maßstab 1 mm.
- E Bimsfragment in LFT 1 der Einheit G; Glas durch feinkörnigen Serizit ersetzt und ehemalige Blasenwände von Fe-Häutchen ausgekleidet; Maßstab 0,1 mm.
- F Stark kompaktierte Bimsfragmente in LFT 4 der Einheit B; Bims durch Fe-reichen Illit ersetzt (lange weiße Poren durch Präparation); Maßstab 1 mm.
- G Stark kompaktierte bimsreiche Bereiche der Einheit F (LFT 4) mit laminierten Fe-imprägnierten Domänen in Fe-Illit, wahrscheinlich ehemalige Bimsblasen nachzeichnend (vgl. Abb. 6E), Maßstab 0,1 mm.
- H Nicht kompaktiertes Bimsfragment in einer KL-Linse von LFT 4 der Einheit F; ehemaliges Glas durch Serizit und Quarz ersetzt, ehemalige Blasen durch Fe-Imprägnation markiert (vgl. Abb. 6E); Maßstab 0,1 mm.
- I und J Bimsfragmente in einer KL-Linse von LFT 4 der Einheit F; Glas durch Fe-Illit und Quarz ersetzt; rechts in Abb. 6I Bimsfragment durch ein kompetentes Korn stark eingedrückt. Die Fe-Imprägnation, die die ehemaligen Blasenwände markiert, ist schwach erkennbar (Pfeil); Maßstab 0,1 mm.

Die kieselsäurereiche Lava, die die sedimentäre Abfolge überlagert, weist eine bemerkenswert glatte Basis mit nur geringer Brekzierung und keinen Kontaktsaum auf (Abb. 4E und 7). Auf diese Decke folgt eine weitere Lava. Der Kontakt zwischen beiden, an anderer Stelle im Steinbruch aufgeschlossen, ist ebenfalls glatt mit weniger als einem Meter Autobrekzierung und feinkörnigen klastischen Gesteinen. Von subaquatischen kieselsäurereichen Laven und Lagergängen beschreibt dagegen Allen (1992) eine starke, allerdings nicht durchgehend entwickelte Wechselwirkung mit Wasser und den nassen Sedimenten, die zu abgeschreckten Rändern und hydroklastischen Fragmenten am Kontakt der magmatischen Körper führt. Aufgrund des Fehlens jeglicher Beeinflussung zwischen Lava und nassem Sediment und aufgrund der anderen genannten Überlegungen schließen wir auf eine terrestrische vulkanische Ebene als Ablagerungsraum für die Abfolge von Katzenelnbo-



Abb. 7. Basis der felsischen Lava (Einheit H) mit porphyrischer Textur und nur wenige cm-dicker Basisbrekzie, Gesteinsanschliff; Maßstab 0,5 mm.

gen-Steinkopf. Darüber hinaus ist der Mangel an strömungsbedingten Aufarbeitungstexturen in den Sedimenten ein starkes Argument gegen ein flachmarines Milieu, und die Tatsache, daß die Abfolge keine Rinnenstrukturen zeigt, kann eine Folge des Vorherrschens nichterosiver Massenströme während der Episoden der Akkumulation oder der zufälligen Lage des (nur kleinen) Aufschlusses abseits größerer Rinnensysteme der Ebene am Fuß des Vulkans sein. Daß es sich hierbei insgesamt um eine Rinnenstruktur handeln kann, ist auch nicht von der Hand zu weisen.

Die Zusammensetzung der Sedimente und die Überlagerung durch Laven deuten darauf, daß der Ablagerungsraum in Reichweite vulkanischer Aktivität war. Diese war vor allem von durch die Effusion kieselsäurereicher Laven gekennzeichnet. Die wenigen mafischen blasenreichen Klasten belegen einen untergeordneten mafischen Vulkanismus. Die bimsreichen Lagen (LFT 4) weisen auf wiederholte hochexplosive Eruptionen hin. Bimsfragmente waren bisher aus dem Lahn-Gebiet unbekannt. Aus dem Dill-Gebiet werden Bimsklasten aus den tiefoberdevonischen Dillener Schichten erwähnt (Schmincke 1988).

Weiter nördlich, im Lenne-Gebiet, fand während des mittleren bis späten Unterdevons explosiver rhyolithischer Vulkanismus statt, der zur Bildung von ausgedehnten Ignimbriten mit begleitenden pyroklastischen und sedimentären Ablagerungen führte (Heyckendorf 1985). Der unterdevonische Singhofener Porphyroid im südlichen Rheinischen Schiefergebirge wird aus submarinen Massenstromablagerungen aufgebaut, die wahrscheinlich aus dem Lenne-Gebiet abzuleiten sind (Kirnbauer 1986, 1991). Während seiner späten Stadien kann der Lennevulkanismus als synchron mit den einsetzenden Aktivitäten im Lahn-Dill-Gebiet angesehen werden (s. Zusammenstellung bei Sunkel 1990). Bims jeder Größe kann durch Treiben auf dem Meer über weite Entfernungen verfrachtet werden (Simkins & Fiske 1983). Eine entsprechende exotische Herkunft der Bims-lapilli von LFT 4 wäre aber nur denkbar, wenn wir einen flachmarinen Ablagerungsraum für die Abfolge von Katzenelnbogen-Steinkopf annehmen würden.

Demnach ist der Lennevulkanismus wohl nicht mit den Bimsvorkommen von Katzenelnbogen-Steinkopf in Verbindung zu bringen. Dagegen ist anzunehmen, daß der Bims während der subaerischen Aktivität des Vulkankomplexes entstand, die auch zu den genannten Laven geführt hat. Solche subaerischen Fallablagerungen können durch (sub-)plinianische Eruptionen entstehen, die typischerweise terrestrischen kieselsäurereichen Lavaeffusionen vorausgehen (Heiken & Wohletz 1987). Es ist möglich, daß die drei LFT 4-Einheiten Massenstromablagerungen sind, die bimsreiche Faldecken während oder kurz nach ihrer Ablagerung abschwemm-

ten (Waresback & Turbeville 1990). Die anderen LFTs bestehen aus einer Mischung dieser Bims-Fallablagerungen mit Lavabruchstücken, die aus der Erosion kiesel-säurereicher Lavadecken hervorgegangen sind. Den Aktivitäten von Katzenelnbogen-Steinkopf kann wahr-

scheinlich eine größere Anzahl von distalen Tufflagen in tiefstmitteldevonischen Sedimenten bei Wasenbach, einige Kilometer nördlich in einer weiteren Teilmulde zur Lahnmulde, zugeordnet werden (Flick & Nesbor 1988, 1990).

6. Folgerungen

Die Abfolge meta-trachytischer bis meta-alkalirhyolithischer Gesteine von Katzenelnbogen-Steinkopf gehört zu vulkanischen Aktivitäten der Ems/Eifel-Phase, die ein subaerisches Stadium und damit eine Vulkaninsel auf der Katzenelnbogener Schwelle repräsentieren. Die terrestrische Fazies wird durch verschiedene Gefüge

in den Sedimenten und vor allem in der überlagernden Lava (oder rheomorphem Ignimbrit, s.o.) angezeigt. Zum ersten Mal werden bimsführende Ablagerungen für das Lahn-Gebiet nachgewiesen. Sie belegen (sub-)plinianische Eruptionen, die initiale explosive Phasen von Lava(dom)-Effusionen darstellen.

7. Schriftenverzeichnis

- Allen, R. L. (1988): False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. – *Econ. Geol.*, **83**: 1424–1446; El Paso.
- Allen, R. L. (1992): Reconstruction of the tectonic, volcanic, and sedimentary setting of strongly deformed Zn–Cu massive sulfide deposits at Benambra, Victoria. – *Econ. Geol.*, **87**: 825–854; El Paso.
- Arguden, A. T. & Rodolfo, K. S. (1990): Sedimentologic and dynamic differences between hot and cold laharcic debris flows of Mayon Volcano, Philippines. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**: 865–876; Boulder.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. (1987): Volcanic successions – Modern and ancient. – Allen & Unwin: 1–528; London.
- Flick, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn–Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Clausthaler geol. Abh.*, **26**: 1–231; Clausthal-Zellerfeld.
- Flick, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn–Dill-Gebietes – Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 27–43; Wiesbaden.
- Flick, H. & Nesbor, H. D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F.*, **70**: 411–475; Stuttgart.
- Flick, H. & Nesbor, H. D. (1990): Paläozoischer Vulkanismus. 3.1.2. Aschentuff im Grenzbereich Emsium/Eifelium (Vta). – *Erl. Geol. Kt. Rheinl.-Pfalz* 1:25000, Bl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 72; Mainz.
- Flick, H., Nesbor, H. D., Niemann, J., Requadt, H. & Stapf, K. R. G. (1988): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde auf Blatt 5613 Schaumburg (Exkursion H am 9. April 1988). – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F.*, **70**: 161–190; Stuttgart.
- Flick, H. & Schmidt, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Facies*, **17**: 67–72; Erlangen.
- Flick, H. & Weissenbach, N. (1978): Magmatische Würfelquarze in Rhyolithen (Quarzkeratophyren) des Rheinischen Schiefergebirges. – *TMPM Tschermarks mineral. petr. Mitt.*, **25**: 117–129; Wien.
- Füchtbauer, H. (Hrsg.), (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. – 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Heiken, G. & Wohletz, K. (1987): Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **212**: 55–76; Boulder.
- Henry, C. D. & Wolff, J. A. (1992): Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. – *Bull. Volcanol.*, **54**: 171–186; Berlin.
- Hentschel, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – *Erl. Geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl.: 314–374; Wiesbaden.
- Heyckendorf, K. (1985): Die unterdevonischen Lenne-Vulkanite im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge – Beiträge zu Stratigraphie, Paläogeographie, Petrographie und Geochemie. – *Diss. Fachb. Geowiss. Univ. Hamburg*, Mskr.: 363 S. Hamburg.
- Kimbauer, T. (1986): Geologie, Petrographie und Geochemie der Porphyroide des Unteren Ems (Unter-Devon) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Diss. Univ. Freiburg*, Mskr.: 411 S.; Freiburg/Brsg.
- Kimbauer, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Geol. Abh. Hessen*, **92**: 1–228; Wiesbaden.
- Lowe, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *J. Sedim. Petrol.*, **52**: 279–297; Tulsa.
- Nesbor, H. D., Buggisch, W., Flick, H., Horn, M. & Lippert, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoheryzynikums: Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn–Dill-Gebietes. – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 3–87; Wiesbaden.
- Nesbor, H. D. & Flick, H. (1987): Faziesgebundene Überschiebungstektonik in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Z. dt. Geol. Ges.*, **138**: 121–130; Hannover.
- Pierson, T. C. & Scott, K. M. (1985): Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. – *Water Resour. Res.*, **21**: 1511–1524; Washington, D.C.
- Requadt, H. & Weddige, K. (1978): Lithostratigraphie und Conodontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **7**: 183–237; Mainz.
- 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**: 99–140; Stuttgart.
- Schmincke, H.-U. & Sunkel, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn–Dill area, Germany). – *Geol. Rdsch.*, **76**: 709–734; Stuttgart.
- Shultz, A. W. (1984): Subaerial debris-flow

- deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. - J. Sedi. Petrol., **54**: 759-772; Tulsa.
- Simkins, T. & Fiske, R. S. (1983): Krakatau 1883 - The volcanic eruption and its effects. - Smithson. Inst. Press: 464 S.; Washington, D.C.
- Sunkel, G., (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge). - Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. - Bochumer geol. geotechn. Arb., **34**: 1-250; Bochum.
- Walton, A. W. & Palmer, B. A. (1988): Lahar facies of the Mount Dutton Formation (Oligocene - Miocene) in the Marysle Volcanic Field, southwestern Utah.- Geol. Soc. Amer. Bull., **100**: 1078-1091; Boulder.
- Waresback, D. B. & Turbeville, B. N. (1990): Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: The Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. - Geol. Soc. Amer. Bull., **102**: 298-314; Boulder.

Manuskript eingegangen am 1.7.1997, angenommen am 26.8.1997.

Berthold Jäger*

Eine hydrothermale Goldmineralisation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach

Kurzfassung

Die Goldmineralisation des Zechsteinkonglomerats der Silberkuhle bei Korbach (Nordhessen) ist auf die epigenetisch-hydrothermale Zufuhr des Edelmetalls zurückzuführen.

Bisherige Überlegungen zur möglichen Existenz einer fossilen permischen Seife, die auf Transport, Sedimentation und Verfestigung edel-

metallhaltiger Lockergesteine der benachbarten Goldlagerstätte Eisenberg basieren, sind nach Auswertung der hier vorgestellten mineralogisch-geochemischen Untersuchungsergebnisse zu revidieren.

Das aktuelle Genesemodell basiert auf dem Vergleich zwischen den Mineralisationen Silberkuhle und Ei-

senberg (Primärgold) einschließlich sämtlicher assoziierter Seifengoldvorkommen (Sekundärgold). Hierbei werden die paragenetischen Stellungen des Edelmetalls, Silbergehalte und Morphologietypen der Goldpartikel sowie begleitender Schwermineralvergesellschaftungen charakterisiert und gegenübergestellt.

Abstract

The gold mineralisation of the Zechstein conglomerate at the location „Silberkuhle“ near Korbach (Northern Hessen) is attributed to the epigenetic-hydrothermal emplacement of this precious metal.

Former considerations including the possible existence of a fossilized Permian aged gold placer caused by

transportation, sedimentation and conglomeration of auriferous unconsolidated rocks deriving from the adjacent „Eisenberg“-gold deposit are to be revised as results of the mineralogical-geochemical investigations recorded herewith.

The current genetic model is based on the comparison be-

tween the mineralisations at „Silberkuhle“ and „Eisenberg“ (primary gold) including the associated alluvial gold occurrences (secondary gold). Characterized are the paragenetic positions of this noble metal, silver contents of gold particles as its morphological types and the accompanied heavy mineral assemblages.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	18
2. Die Vorkommen	20
3. Methodik	20
3.1 Aufbereitung der Sedimente im Gelände	20
3.2 Aufbereitung der Sedimente im Labor	22
3.3 Ermittlung des Schwermineralbestandes	24
3.4 Ermittlung des Elementbestandes	24
3.4.1 Qualitative Bestimmung des Elementbestandes in Randzonen von Goldpartikeln (Röntgenfluoreszenzanalyse)	24
3.4.2 Quantitative Ermittlung der Silbergehalte in Randzonen von Goldpartikeln (Röntgenfluoreszenzanalyse)	25
3.5 Quantitative Bestimmung der primären Silber- und Kupfergehalte im Gold durch Mikrosondenanalysen	25
3.6 Ermittlung des Elementbestandes in Gesteinen	26
3.6.1 Röntgenographische Untersuchungen	26
3.6.2 Infrarotspektroskopie	26

* Dr. B. Jäger, Friedrich-Bangert-Str. 11, 34497 Korbach

4. Die Goldführung der Silberkuhle	26
4.1 Vorkommen	26
4.1.1 Gold im Bachsediment	26
4.1.2 Gold im Zechsteinkonglomerat	27
4.2 Die Schwermineralverteilung im Zechsteinkonglomerat	27
4.3 Petrographie des Zechsteinkonglomerats	29
5. Die Goldführung am Eisenberg	30
5.1 Vorkommen	30
5.1.1 Gold in Kieseligen Übergangsschichten	32
5.1.2 Gold in Ruschelzonen	33
5.1.3 Gold im pleistozänen Hangschutt	33
5.2 Petrographie goldführender Sedimentgesteine des Eisenbergs	34
5.3 Die Schwermineralverteilung am Eisenberg	35
5.4 Vergleich der Schwermineralspektren Eisenberg / Silberkuhle	35
6. Verlust von Silber während des fluviatilen Transports von Gold	36
7. Diskussion	38
8. Schlußfolgerungen	39
9. Schriftenverzeichnis	40

1. Einleitung

Goldlagerstätten können sich unter hydrothermalen und sedimentären Bedingungen bilden. So ist hydrothermales Gold primär z.B. auf Gängen, in Form von Imprägnationen, Einschlüssen in Erzen etc. anzutreffen. Insbesondere durch tektonische Vorgänge angelegte Scherzonen bildeten weltweit bevorzugte Fluidmigrationssysteme, die zur Entstehung z.T. in Abbau befindlicher Goldmineralisationen führten (Groves 1993, Kerich & Feng 1992, Powell et al. 1991, Thomas 1996). Gold reichert sich darüber hinaus sekundär in der Oxidationszone derartiger Lagerstätten an, liegt aber auch als Seifengold im Detritus vor.

In Sedimenten kann Gold demnach als hydrothermale Vererzung oder als Verwitterungsprodukt auftreten. Eine exakte genetische Ansprache ist gerade in älteren Sedimentgesteinen oft nicht ohne weiteres möglich, da z.B. mit der Goldvererzung zunächst gebildete Mineralvergesellschaftungen durch Diagenese verändert werden können und so wichtige Informationen verloren gehen. Aus diesem Grund war die Genese der größten zusammenhängenden Goldlagerstätte in präkambrischen Quarzkonglomeraten des südafrikanischen Witwatersrand bislang umstritten (Boyle 1979, Pretorius 1975, Reimer 1984, Saager 1975).

Dieses Einzelbeispiel zeigt, daß die Interpretation zur Bildung sogar wirtschaftlich bedeutender, wissenschaftlich intensiv untersuchter und aufgrund des Bergbaus günstig aufgeschlossener Goldvorkommen schwierig ist.

Genetisch bislang nicht geklärt ist auch das Vorkommen von Gold in Zechsteinkonglomeraten der Silberkuhle bei Lengfeld (nahe Korbach, Nordhessen). Dieses

liegt ebenso wie die 3 km entfernte Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Goldhausen am östlichen Randbereich des Rheinischen Schiefergebirges (vgl. Krause 1971).

Die Lagerstätte bei Goldhausen führt im wesentlichen hydrothermal gebildetes Gold auf Gängen, das besonders im 16. Jahrhundert im Untertagebau gewonnen wurde. Dagegen gibt es für die Entstehung der Goldführungen in Sedimenten der benachbarten Silberkuhle bisher keine eindeutige Interpretation (Kulick et al. 1997).

Erste, auf Mitteilung des Bergrats Zöller basierende Berichte zum Goldgehalt des Zechsteinkonglomerats lieferten Beyschlag & Schriel (1923). Sie betonten schon damals, daß es sich hierbei nicht grundsätzlich um eine verfestigte Seife permischen Alters handeln muß, sondern ebenso eine nachträgliche Infiltration des Edelmetalls in Frage kommt. Kulick (1968) erwähnt zwar den Eisenberg als potentiellen Stofflieferanten für diese Zechsteinsedimente, gleichzeitig schließt auch er nicht aus, daß eine primäre Lösungszufuhr von Gold denkbar ist. Ramdohr leitet nach Belendorff (1978) das Gold sogar aus deszendenden Lösungen ab, die aus jüngeren Seifen im Hangenden des Zechsteinkonglomerats mobilisiert worden sein sollen.

Es existierten demnach zwar einige Interpretationsversuche, systematische Untersuchungen hierzu standen dagegen bislang aus.

Mit Hilfe chemisch-analytischer Verfahren und durch Nutzung klassischer Methoden der speziellen Mineralogie wurde versucht, der Frage nach der Genese des Goldes in der Silberkuhle nachzugehen. Dabei stand der

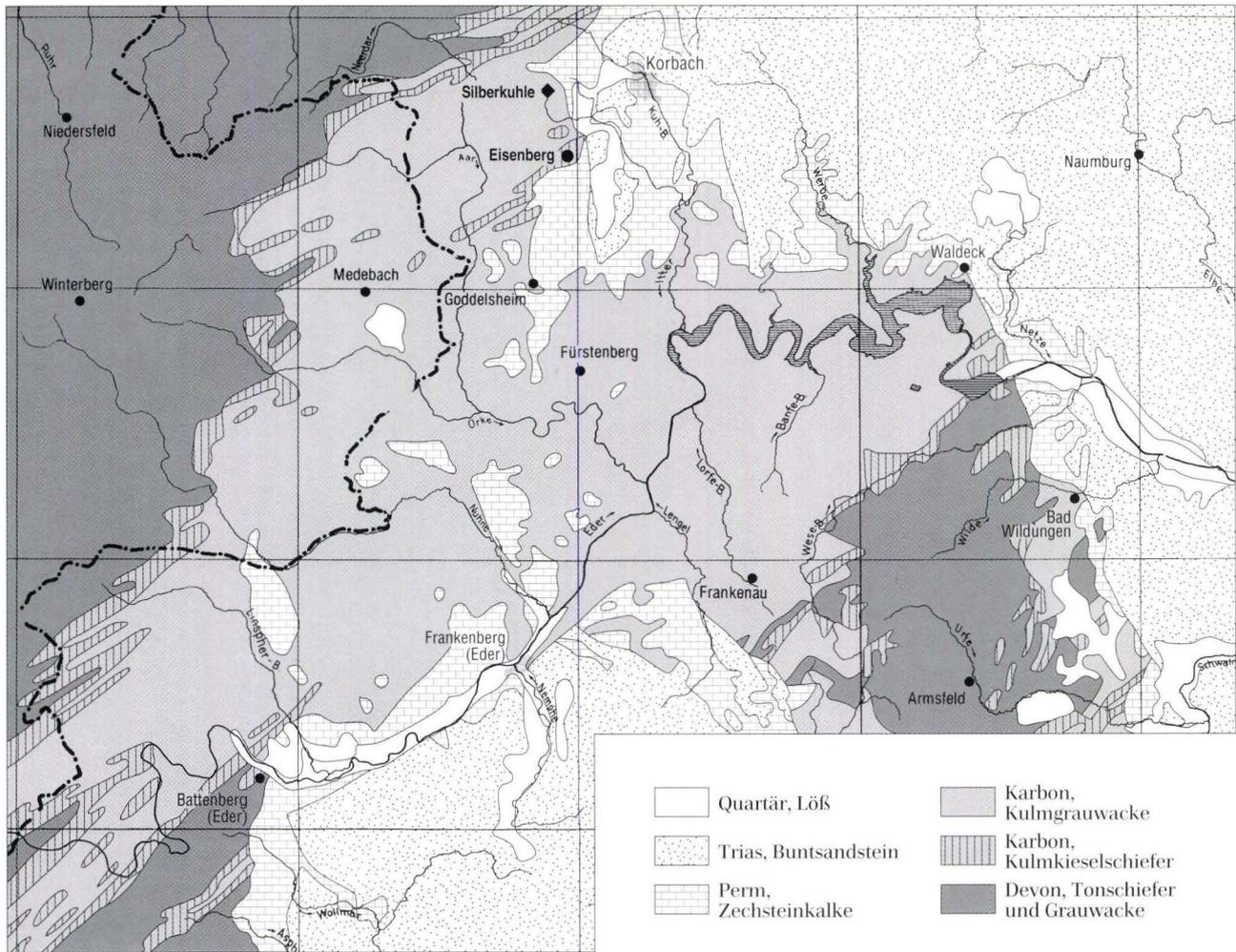


Abb. 1. Geographische Lage des Edergebietes und geologische Übersicht des Untersuchungsgebietes.

Vergleich zwischen der Mineralisation am Eisenberg und der Silberkuhle im Vordergrund. Einbezogen in diese Arbeiten wurden auch Phasenanalysen von Hauptkomponenten und Schwermineralen der zugehörigen Gesteine.

Ergänzende Untersuchungen in Bachsedimenten dienten dem Ziel, transportbedingte geochemische Veränderungen an Goldpartikeln, insbesondere der Reduzierung der Silbergehalte, zu erfassen. Typische Merkmale von primärem und umgelagertem Gold konnten so erarbeitet und für die Interpretation genutzt werden.

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt im Grenzgebiet von Ostwestfalen zu Nordhessen. Es umschließt den östlichen Rand des Rheinischen Schiefergebirges, den nördlichen Kellerwaldkomplex sowie Teile der angrenzenden Hessischen Senke. Schwerpunktuntersuchungen wurden im nördlichen Teil des Edergebietes unweit Korbach im Bereich der Silberkuhle bei Lengefeld, am Eisenberg bei Goldhausen und im unteren Ederbereich zwischen der Talsperre und Fritzlar durch-

geführt. Weitere Probenahmepunkte liegen in den Bereichen Medebach, Frankenberg, Bad Wildungen und der Umgebung des Edersees.

Die genannten Goldvorkommen treten z.T. in gefalteten paläozoischen Sedimenten des östlichen Rheinischen Schiefergebirges sowie des nördlichen Kellerwaldkomplexes auf (Abb. 1 und 2). Charakteristisch für diese Serien ist eine ausgeprägte Sattel- und Muldenstruktur sowie die SW-NE verlaufende variszische Streichrichtung. Die ältesten Gesteine gehören zum Devon, wobei Tonschiefer, Sandsteine und Grauwacken gegenüber Quarziten, Kalksteinen und Diabasen (Kellerwald) vorherrschen. Am weitesten verbreitet sind aber unterkarbonische Gesteine, die den zentralen Bereich des Kartenblattes (Abb. 1) einnehmen. Vor Kulmkieselschiefern und -tonschiefen dominieren in diesen Serien feinkörnige, mit Tonschiefern wechsellagernde Grauwacken, die von der Mitteldeutschen Schwelle abgeleitet werden (Deneke 1977, Meischner 1972).

Ungefaltete Zechsteinsedimente mit Dolomiten bzw.

Kalken und untergeordnet Anteilen von Konglomeraten bzw. Sandsteinen überdecken – z.T. inselartig – das gefaltete Paläozoikum. Buntsandstein (Trias) ist ebenfalls flächenhaft verbreitet. Quartäre Lößflächen treten sporadisch auf.

Die zentralen Bereiche des Untersuchungsgebietes sind durch die Geologischen Karten 1:25 000 der Blätter Goddelsheim (Heggemann 1997), Korbach (Kulick 1968) und Bad Wildungen (Horn et al. 1973) erfaßt.

2. Die Vorkommen

Nach Zielsetzung dieser Untersuchungen wurden die verschiedenen Goldvorkommen (Primärgold auf Gängen und Ruscheln, Seifengold in Bachsedimenten etc.), die umgebenden Sedimentgesteine und die goldbegleitenden Schwerminerale untersucht. Dementsprechend läßt sich das Probenmaterial unter verschiedenen Gruppen zusammenfassen:

I. Primäre Goldvorkommen:

1. Silberkuhle, Lengefeld
2. Ruschel, Meierei, Eisenberg
3. Ruschel, Mundloch Molkenbornstollen IV, Eisenberg
4. Pleistozäne Schuttfelder, Eisenberg
5. Kieselige Übergangsschichten, St. Georg, Eisenberg

II. Sekundäre Goldvorkommen:

1. Bachlauf, Nordenbeck
2. Itter, Herzhausen
3. Eder, Anraff
4. Eder, (?) Wega, Sammlung Universität Göttingen
5. Eder, (?) Wega, Sammlung Universität Marburg

6. Bachlauf Tiefes Tal, Stollenmundloch, Eisenberg
7. Bachlauf westlich des Tiefen Tals, Eisenberg
8. Bachlauf Alte Wiese, Eisenberg
9. Bachlauf nach Westen, Silberkuhle, Lengefeld
10. Rhena südlich Rhena
11. Heimbach, Zur Wasche, Goddelsheim
12. Bachlauf bei Aarmühle, östlich Hillershausen
13. Bachlauf am Wildgehege, östlich Hillershausen
14. Eschenbeck, Hillershausen
15. Mombecke, Herzhausen
16. Winnigenbach, Herzhausen
17. Bachlauf nahe Jagdhaus, Niederschleidern
18. Gelängebach, Schreibers Mühle, Medebach
19. Goldbach, Frankenberg
20. Banfembach, Bringhausen
21. Elbe, Fritzlar-Geismar
22. Bachlauf westlich Mandern
23. Siechenbach, Mandern
24. Kisbach, Bergheim
25. Ruppenbach, Ungedanken
26. Bachlauf nördlich Wellen
27. Bachlauf Lieschenruh

3. Methodik

- a) Auswaschung von Goldkonzentraten zur Beschreibung der regionalen Goldverteilung: an über 200 Stellen wurden die Zuflüsse von Aar, Orke, Itter und Eder auf ihre Goldführung überprüft. Die fluviatilen goldhaltigen Sedimente sind in Tab. 1 aufgeführt.
- b) Isolierung von Goldpartikeln zur quantitativen Analyse des Silbergehaltes in deren Randzonen (Vorkommen: I 1.-4., II 1.-5.).
- c) Bestimmung und Auszählung transparenter goldbegleitender Schwerminerale (Vorkommen: I 1.-4. und II 6.-27.).
- d) Mikrosondenuntersuchungen zur quantitativen Analyse der primären Silber- und Kupfergehalte des Goldes (Anschliffpräparate; Vorkommen: I 5.).
- e) Quantitative Mineralanalyse goldführender Gesteine (Vorkommen: I 1 und I 5.).

Eine Karte der gesamten Bachläufe des Untersu-

chungsgebiets ist in Abb. 2 dargestellt. Die Numerierung entspricht der vorliegenden Tab. 1.

Nachfolgend werden die Aufbereitung der Sedimente und die Methoden der Element- und Mineralbestimmung vorgestellt.

3.1 Aufbereitung der Sedimente im Gelände

Bereits im Gelände wurden im Rahmen von Voruntersuchungen fluviatile Lockersedimente auf ihre Goldführung überprüft. Zunächst galt es Stellen zu ermitteln, an denen durch die natürlichen Aufbereitungseffekte des fließenden Wassers Schwerminerale bereits angereichert waren. Dabei haben sich enge Biegungen und Bereiche relativ hoher Strömungsgeschwindigkeit als

Tab.1. Übersicht der goldführenden Zuflüsse der Eder im Untersuchungsgebiet

Lokalität	wichtigste Gesteine im Einzugsgebiet	Bemerkungen	Lokalität	wichtigste Gesteine im Einzugsgebiet	Bemerkungen
1. Neerdar bei Neerdar	Kulmgrauwacken		40. Marbeck S Lengefeld	Kulmgrauwacken + Buntsandstein	
2. Bachlauf W Werbelberg, Bömighausen	Kulmgrauwacken		41. Bachlauf von der Ostseite des Eisenbergs	Kulmgrauwacken + -kieselschiefer etc.	erhöhte Gehalte an Gold
3. Bachlauf E Werbelberg, Bömighausen	Kulmgrauwacken		42. Bachlauf Tiefes Tal, Eisenberg	Kulmgrauwacken + -kieselschiefer etc.	
4. Bachlauf S Bömighausen, nahe Teich	Kulmgrauwacken (+ Diabase)		43. Itter bei Oberense	Kulmgrauwacken + Buntsandstein	
5. Bachlauf NE Goddelsberg, Rhena	Kulmgrauwacken		44. Alte Itter, Niederense	Kulmgrauwacken + Buntsandstein	
6. Bachlauf NW Rhena, Ortsausgang	Kulmgrauwacken		45. Winnigenbach, Herzhausen	Kulmgrauwacken	
7. Rhena SW Holzburg, Rhena	Kulmgrauwacken		46. Werbe bei Strothe	Buntsandstein	
8. Bachlauf E Rhena, nahe Bahnlinie	Kulmgrauwacken		47. Bachlauf aus Höringhausen	Buntsandstein	
9. Bachlauf Silberkuhle nach W, Lengefeld	Kulmgrauwacken + Zechsteinkonglomerat	erhöhte Goldgehalte	48. Walme, Meineringhausen	Buntsandstein	
10. Bachlauf S Hardt, Welleringhausen	Kulmgrauwacken (+ Diabase)		49. Bachlauf W Höringhausen,	Buntsandstein	
11. Bachlauf b. Niederschleidern, Jagdhaus	Kulmgrauwacken		50. Opperbach N Alraft	Buntsandstein	
12. Bachlauf Niederschleidern, Ortsmitte	Kulmgrauwacken		51. Lauterbach W Alraft	Buntsandstein	
13. Ogge bei Oberschledorn	Kulmgrauwacken		52. Bachlauf von Vöhl kommend	Kulmgrauwacken + Buntsandstein	
14. Bachlauf W Welsche Lied, Alleringhausen	Kulmgrauwacken		53. Bachlauf W Basdorf	Kulmgrauwacken	
15. Bachlauf S Eichholz, Eisenberg	Kulmgrauwacken		54. Bachlauf SW Basdorf	Kulmgrauwacken	
16. Bachlauf N Büddenberg, Eppe	Kulmgrauwacken		55. Bärenbach W Bringhausen	Kulmgrauwacken	
17. Bachlauf S Büddenberg, Eppe	Kulmgrauwacken		56. Keßbach SW Bringhausen	Kulmgrauwacken	
18. Eschenbeck, Hillershausen	Kulmgrauwacken	erhöhte Gold- und Hämatitgehalte	57. Große Küche, Bringhausen	Kulmgrauwacken	
19. Bachlauf am Wildgehege, Hillershausen	Kulmgrauwacken		58. Banfebach bei Bringhausen	Kulmgrauwacken	auffällig hohe Barytgehalte
20. Bachlauf bei Aarmühle, Hillershausen	Kulmgrauwacken		59. Bachlauf von Selbach kommend	Kulmgrauwacken + Buntsandstein	
21. Bachlauf am Faust, Medebach	Kulmgrauwacken		60. Westlicher Zufluß zum Selbacher Bachlauf	Kulmgrauwacken + Buntsandstein	
22. Bachlauf N Vockenberg, Rhadern	Kulmgrauwacken		61. Netze bei Lieschensruh	Buntsandstein	
23. Harbecke E Medebach	Kulmgrauwacken		62. Eschgraben bei Lieschensruh	Buntsandstein	
24. Brühne E Medebach	Kulmgrauwacken		63. Höhner Bach, Bergheim	Buntsandstein	
25. Gelänge, Schreibers Mühle, S Medebach	Kulmgrauwacken		64. Wesebach, Frebershausen	Kulmgrauwacken	
26. Bachlauf S Münden	Kulmgrauwacken		65. Heimbach, Kleinern	Kulmgrauwacken	
27. Heimbach, Zur Wasche, Goddelsheim	Kulmgrauwacken	leicht erhöhte Gold- und Hämatitgehalte	66. Klingesebach, Emdenau	Kulmgrauwacken	
28. Bachlauf von Niggenbeck kommend	Kulmgrauwacken		67. Tiefenbach W Albertshausen	Kulmgrauwacken	
29. Schaakenbach S Immighausen	Kulmgrauwacken + Buntsandstein		68. Dreisbach, Gellershausen	Kulmgrauwacken	
30. Nuhne E Frankenberg	Kulmgrauwacken		69. Kesselbach S Kleinern	Kulmgrauwacken	
31. Sasselbach S Buchenberg	Kulmgrauwacken		70. Mölcherbach, Bergheim	Buntsandstein	
32. Goldbach W Frankenberg	Kulmgrauwacken + Buntsandstein		71. Bachlauf N Wellen	Buntsandstein	
33. Lengel, Ederbringhausen	Kulmgrauwacken		72. Wilde, Bad Wildungen	Kulmgrauwacken	
34. Treisbach, Ederbringhausen	Kulmgrauwacken		73. Uhrenbach, Bad Wildungen	Kulmgrauwacken	
35. Mombecke, Herzhausen	Kulmgrauwacken	Gehalte an Gold leicht, an Hämatit stark erhöht	74. Bachlauf N Schwedenschanze, Bad Wildungen	Kulmgrauwacken	
36. Lorfebach, Schmittlotheim	Kulmgrauwacken		75. Landwehr E Bad Wildungen	Kulmgrauwacken	
37. Elsbach, Schmittlotheim	Kulmgrauwacken		76. Bachlauf bei Mandern	Buntsandstein	
38. Kuhbach, Korbach	Buntsandstein + Kulmgrauwacken		77. Siechenbach E Mandern	Buntsandstein	
39. Bachlauf Silberkuhle Richtung E, Lengefeld	Kulmgrauwacken + Zechsteinkonglomerat		78. Osterbach, Ungedanken	Buntsandstein	
			79. Ruppenbach, Ungedanken	Buntsandstein	
			80. Elbe, Fritzlar-Geismar	Buntsandstein	

Eine hydrothermale Goldmineralisation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach

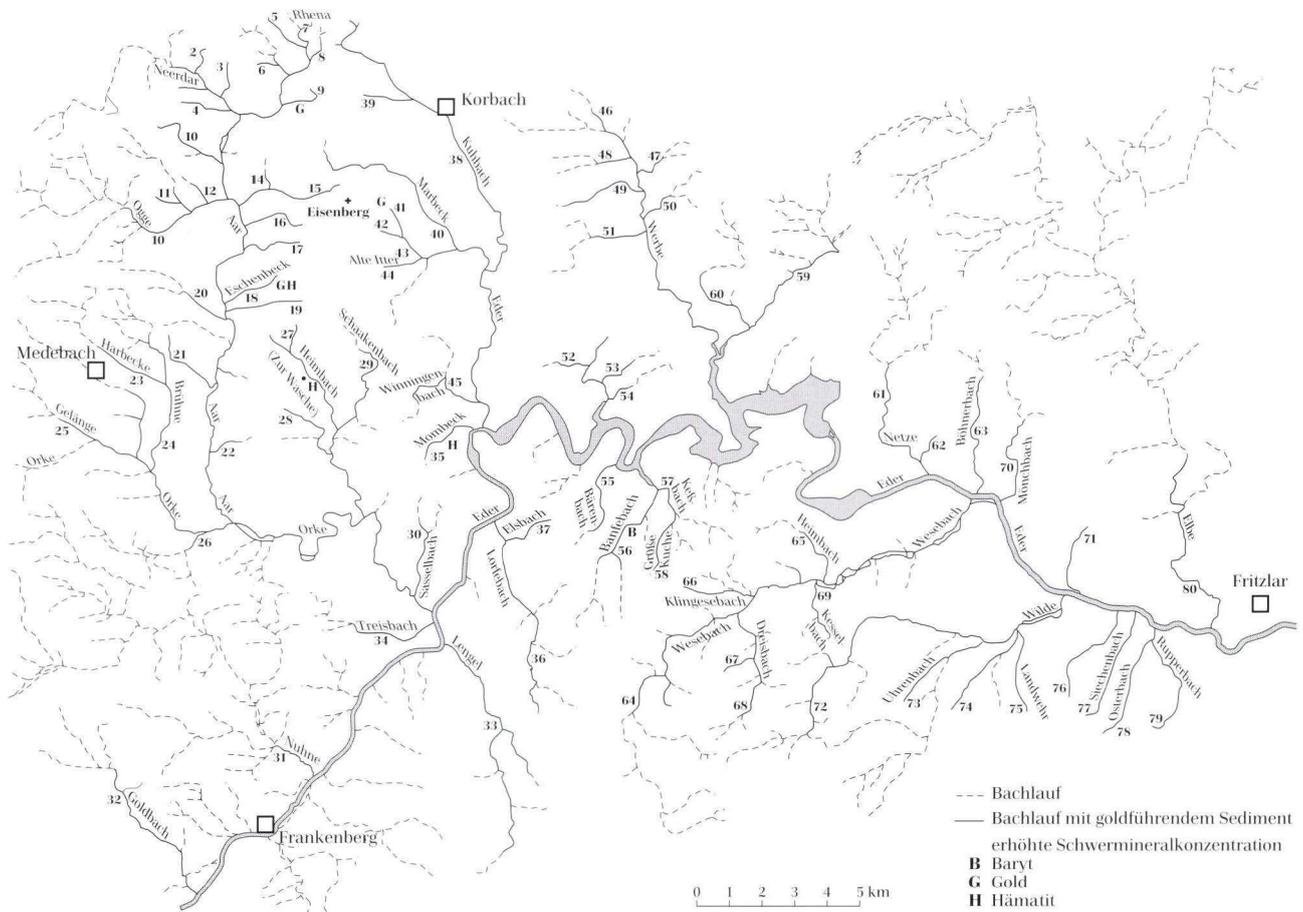


Abb. 2. Übersicht der goldführenden Zuflüsse der Eder im Untersuchungsgebiet.

günstig erwiesen. An solchen Lokalitäten wurde das Sediment mit Hilfe eines Kunststoffsiebes in Fraktionen kleiner bzw. größer 1,5 mm getrennt. Das grobe Material konnte verworfen werden, da die Größe der Goldpartikel 1,5 mm praktisch nicht überschreitet. Die feine Fraktion wurde mit einer schwarzen Kunststoffpfanne ausgewaschen (Müller 1964, Wells 1989, Zeschke 1964). Durch dieses Verfahren ist eine einfache und effektive Anreicherung der Schwerminerale gewährleistet, bei der die Goldpartikel weder eine chemische noch eine mechanische Veränderung erfahren.

Vielfach konnte Gold bereits innerhalb des Schwermineralkonzentrats mit unbewaffnetem Auge erkannt werden, doch empfahl sich stets eine zusätzliche Durchmusterung des Waschguts unter dem Binokular. Zur routinemäßigen Überprüfung der Goldführung wurden an über 200 Fällen 15–20 kg Sediment aufbereitet; der Zeitaufwand betrug jeweils etwa vier Stunden. Zur Gewinnung reiner Goldkonzentrate mußten in sieben Fällen etwa 100 kg Sediment ausgewaschen werden.

3.2 Aufbereitung der Sedimente im Labor

Ziel dieser Aufbereitung war es, reine Schwermineralkonzentrate für die Durchlicht- und untergeordnet für die Auflichtmikroskopie zu gewinnen. Nach dem Trocknen der Lockersedimente bzw. der mechanisch zerkleinerten Sedimentgesteine bei 50–60 °C im Trockenschrank wurden diese durch Sieben in die Korngrößenklassen 0,63–0,355 mm, 0,355–0,2 mm, 0,2–0,112 mm und < 0,112 mm aufgeteilt. Diese Fraktionierung ist notwendig, da sich nur etwa gleichgroße Körner nebeneinander im Streupräparat mikroskopisch bestimmen lassen. Kleine, zwischen den Körnern liegende Partikel können aufgrund der „hohen“ Lage des Deckgläschens insbesondere bei stärkster Vergrößerung nicht exakt in ihren optischen Eigenschaften charakterisiert werden, da eine Fokussierung unmöglich ist. Im Zuge der Fraktionierung reichern sich zudem einige Schwerminerale in bestimmten Korngrößenklassen an und erleichtern damit ihre Bestimmung. So findet sich in hier unter-

Tab. 2. Goldbegleitende transparente Schwerminerale (Angaben in Korn-%)

	Opake	Apatit + Phosphorit	Zirkon	Baryt	Epidot	Hornblende	Titanit	Turmalin	Karbonat	Chlorit	Granat	Pyroxen	Rutil	Sillimanit	Olivin	Disthen	Glas	Staurolith	Monazit	Brookit + Anatas	Korund	Zinkblende	Zinnober	Spinell	gezählte Körner	Anteil am Sedi- ment (Gew.-%)	
Ruschel, Meierei, Eisenberg	77,0	0,05	3,9	19,0	-	-	0,1	0,1	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1708	0,6	
Ruschel, Molkenbornstollen IV, Mundloch	65,4	7,4	0,5	30,0	-	0,3	2,1	1,3	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1225	0,5
Pleistozänes Schuttfeld, Eisenberg	86,6	1,9	8,4	0,2	0,4	0,1	1,4	0,1	0,06	-	0,06	-	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1550	1,2
Bachlauf Unterer-Tiefer-Tal-Stollen	45,1	7,1	0,5	2,3	0,1	0,1	0,1	0,1	42,0	-	0,2	-	0,1	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,1	-	-	-	1107	3,3
Bachlauf W des Tiefen Tales, Eisenberg	60,9	5,9	3,6	0,9	11,6	4,8	8,4	0,8	1,7	-	0,5	-	0,8	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,2	-	-	-	665	0,8
Bachlauf Alte Wiese	46,1	13,4	8,4	0,3	12,1	7,4	3,8	2,4	0,2	-	4,6	-	0,5	0,2	-	0,2	-	0,2	-	0,2	-	-	-	-	-	620	0,9
Silberkuhle, Lengefeld, Zechsteinkonglomerat	37,4	17,0	17,8	0,3	0,2	-	0,1	5,2	12,2	-	8,7	-	0,3	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	0,3	-	-	762	0,8
Silberkuhle, Lengefeld, Bachlauf nach W	89,6	3,6	4,8	0,3	0,1	0,04	0,04	0,2	0,1	-	0,8	-	0,2	-	-	0,04	0,05	-	-	0,04	-	0,1	0,04	-	-	1212	1,0
Rhena S Rhena	66,7	2,1	0,6	0,8	26,1	0,5	0,3	0,4	-	-	0,6	-	0,4	1,2	-	-	-	0,1	-	-	0,1	-	-	-	-	976	4,0
Heimbach, Goddelsheim, Zur Wasche	40,8	17,9	3,0	4,5	26,2	0,9	4,7	0,4	-	-	0,6	-	0,6	-	-	-	-	0,2	-	-	0,2	-	-	-	-	757	1,1
Bachlauf bei Aarmühle, Hillershausen	42,3	4,8	1,6	17,9	2,9	13,0	12,1	0,4	-	1,0	2,4	-	0,7	0,4	-	-	-	0,3	-	0,4	-	-	-	-	-	1007	1,3
Bachlauf am Wildgehege, Hillershausen	55,8	14,8	2,5	0,9	4,3	14,8	6,2	0,2	-	-	0,2	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	439	0,2
Eschenbeck, Hillershausen	77,4	22,1	0,1	0,1	0,05	-	0,1	0,02	0,02	-	0,02	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1941	1,0
Mombecke, Herzhausen	63,0	6,9	2,5	6,6	4,4	5,9	3,6	0,3	2,0	2,8	1,6	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	757	1,1
Winnigenbach, Herzhausen	48,5	6,0	7,9	0,9	10,9	4,3	6,9	0,9	-	10,5	2,5	-	0,4	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	787	0,3
Bachlauf am Jagdhaus E Niederschleidern	29,1	23,3	2,2	0,6	2,2	19,6	19,4	1,3	-	0,6	0,4	-	0,6	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	670	0,5
Gelängebach, Mittlere Mühle, Medebach	54,7	10,2	3,8	7,8	6,5	14,7	10,6	0,6	-	2,7	0,7	-	0,6	0,3	-	-	-	-	0,05	0,3	-	-	-	-	-	688	0,5
Goldbach, Frankenberg	62,3	8,7	11,2	2,7	0,7	7,5	8,2	1,5	-	3,5	1,2	-	0,5	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	401	0,4
Banfesch, Bringhausen	12,5	4,4	2,17	0,2	-	3,7	4,8	0,2	-	0,8	0,7	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	1012	7,9
Elbe, Fritzlar-Geismar	21,8	20,3	13,1	1,6	8,7	7,9	4,1	9,0	-	1,1	0,8	18,0	2,1	-	3,0	-	1,0	-	0,5	-	-	-	-	-	-	610	0,9
Bachlauf W Mandern	24,4	17,6	33,8	-	3,2	3,0	3,2	14,1	-	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	489	0,4
Siechenbach, Mandern	28,6	35,6	17,2	-	1,1	1,5	0,6	13,5	-	-	0,4	-	0,9	-	-	0,2	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	583	0,3
Kisbach, Bergheim	30,3	40,6	10,7	0,4	0,7	2,2	3,9	8,9	0,7	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	617	0,3
Ruppenbach, Ungedanken	19,4	14,9	20,4	5,6	13,1	3,4	3,0	20,1	-	-	-	-	10,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	714	0,4
Bachlauf N Wellen	22,1	29,1	24,9	0,3	2,8	5,6	5,4	9,6	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	901	0,3
Bachlauf, Lieschensruh	45,5	13,0	13,2	2,2	4,6	7,6	2,2	5,9	-	-	1,7	-	2,7	-	-	0,5	-	-	0,5	-	0,2	-	-	0,2	-	409	0,3

suchtem Material z.B. Zirkon lediglich in den beiden kleinsten Korngrößenfraktionen.

Für die Durchlichtmikroskopie sind allgemein nur die Fraktionen $< 0,355$ mm von Bedeutung; denn Einzelkörner $> 0,4$ mm können aufgrund ihrer Eigenfarbe nur in Ausnahmefällen einwandfrei identifiziert werden. Zur Entfernung der stets vorhandenen Eisenumkrustungen ist die Behandlung des Sediments nach dem Verfahren von Mehra & Jackson (1960) eine schonende und gleichzeitig wirkungsvolle Methode. Dazu wurden jeweils 10–20 g Sediment im Becherglas mit 90 ml Pufferlösung übergossen, unter ständigem Rühren auf etwa 60 °C erhitzt und anschließend mit Natriumditionit versetzt. Eisenoxide und -oxidhydrate lösen sich dabei vollständig. Kochen in konzentrierter Salzsäure (Boenigk 1983) konnte zwar in kürzerer Zeit denselben Effekt erzielen, jedoch zeigten sich gleichzeitig erhebliche Veränderungen im Schwermineralspektrum: Monazit wurde angegriffen, Chlorit, Karbonat, Apatit und Sulfid (Zinkblende) vollständig aufgelöst. Daher wurde auf diese Methode im weiteren Vorgehen verzichtet.

Eine Entfernung der Eisenumkrustungen entfällt bei der Präparation der Schwerminerale für die Auflichtuntersuchungen (Anschliffpräparate).

Die Trennung in Leicht- und Schwermineralfraktion erfolgte mittels Bromoform (Dichte = 2,84 g/cm³) im Sindowski-Trichter. Die Menge des aufgegebenen Materials lag bei 20 g, die Zeit des einzelnen Trennvorgangs, je nach Korngröße, bei 15–30 min. Die Schwermineralfraktion wurde abfiltriert, mit Methanol gewaschen und getrocknet.

3.3 Ermittlung des Schwermineralbestandes

Vor der mikroskopischen Untersuchung hat sich eine Begutachtung der Schwerminerale unter dem Binokular als vorteilhaft erwiesen. Auf diese Weise konnten bereits charakteristische Minerale wie Gold, Pyrit, Nadeleisen, Magnetit, Zinnober etc. in vielen Fällen identifiziert werden.

Die Streupräparate wurden für die Durchlichtmikroskopie in α -Monobromnaphthalin eingebettet. Dieses Lichtbrechungsmittel hat mit $n = 1,657$ einen relativ hohen Brechungsindex, so daß sich das Schwermineralspektrum in zwei Gruppen unter- bzw. oberhalb dieses Index gliedern läßt. Pro Kornklasse wurden mindestens 300 Partikel ausgezählt, um einen relativen Fehler unter 8 % zu erreichen. Die in den verschiedenen Kornklassen ausgezählten Schwermineralphasen wurden für jedes Mineral zusammengefaßt, um die Gesamtprobe zu charakterisieren (siehe Tab. 2). Die Auflichtuntersuchung der opaken Anteile erfolgte nach Einbettung des Kon-

zentrats in Kunstharz und der anschließenden Schleif- und Politurvorgänge sowohl in Luft als auch nach der Ölimmersionsmethode.

3.4 Ermittlung des Elementbestandes

3.4.1 Qualitative Bestimmung des Elementbestandes in Randzonen von Goldpartikeln (Röntgenfluoreszenzanalyse)

Von Konzentraten isolierter Goldpartikel wurden Übersichtsaufnahmen mit der Röntgenfluoreszenzanlage im Bereich von 4–120° (2θ) erstellt. Es sollten hierbei Elemente erfaßt werden, die im Gold allgemein als Nebengemengteil bzw. Spurenelement vorkommen. Von Interesse waren die Elemente Silber, Kupfer, Selen, Tellur und Quecksilber. Silber ist meist mit 5–15 Gew.-% vertreten (Boyle 1979), Kupfer mit 0,1–0,5 Gew.-% (Wedepohl 1978). Anwesenheit von Selen ist durch die bereits bekannte Paragenese Gold–Clausthalit (PbSe) im Eisenberg indiziert.

Die Messungen wurden am Röntgenfluoreszenzspektrometer PW 1410 der Firma Philips mit einer Rhodiumröhre und LiF (200) als Analysatorkristall bei 60 kV und 30 mA durchgeführt; als Detektor diente der Szintillationszähler. Zeitkonstante, Winkelgeschwindigkeit und Verstärkung des Schreibers wurden innerhalb bestimmter Meßbereiche variiert, um für das jeweilige Element möglichst günstige Meß- und Registrierbedingungen zu gewährleisten (vgl. Tab. 3). Sämtliche Meßvorgänge erfolgten im Vakuum (0,1 Torr).

Tab. 3. Lage der Meßpunkte für die Röntgenfluoreszenzanalysen (Winkelangaben für 2θ)

Element	Linie	Meßpunkt	Untergrund 1	Untergrund 2
Gold	Au L β (II+III)	30,78°	30,58°	30,98°
Silber	Ag K β (I+III)	14,19°	13,40°	14,80°
Kupfer	Cu K α (I+II)	45,02°	-	-
Selen	Se K β (I+III) 2. Ordnung	59,05°	-	-
Tellur	Te L α I	109,53°	-	-
Quecksilber	Hg L α I	35,92°	-	-

Anhand von Schreiberdiagrammen wurde zunächst versucht, durch Vergleich der Peakhöhen in erster Annäherung Unterschiede zu erfassen. Hierbei stellte sich heraus, daß bei der gewählten Methode von den aufgeführten Elementen nur Silber mittels Röntgenfluoreszenzanalyse bei den vorliegenden Gehalten im Gold zu erfassen ist; die übrigen Elemente liegen unterhalb der Nachweisgrenze.

3.4.2 Quantitative Ermittlung der Silbergehalte in Randzonen von Goldpartikeln (Röntgenfluoreszenzanalyse)

Der Silbergehalt des Goldes vermindert sich unter dem Einfluß der Verwitterung. Dieser Verlust erstreckt sich aber nur auf die äußeren Randzonen von Goldpartikeln und erfährt durchschnittlich eine Tiefe bis zu 30 µm (Boyle 1979). In diesem Bereich liegt auch die mittlere Eindringtiefe der Röntgenstrahlung der Rhodiumröhre. Nach Tögel (1962) gilt für die maximale Eindringtiefe: $d_{\max} = 4,9/\mu$ ($\mu =$ linearer Absorptionskoeffizient). Der lineare Absorptionskoeffizient errechnet sich aus dem Produkt von Massenabsorptionskoeffizient (μ_m) und der Dichte des zu untersuchenden Materials: $\mu = \mu_m \times \delta$, wobei die Dichte für Gold mit 19,3 g/cm³ angegeben wird. Bei höheren Silbergehalten sinkt zwar der Massenabsorptionskoeffizient, da im Probenmaterial aber nur mit maximal 10 Gew.-% Silber zu rechnen ist, dürfte keine größere Variation in der Eindringtiefe vorliegen.

Die Röntgenfluoreszenzanalyse ist demnach mit einer Mindesteindringtiefe von 32 µm ein geeignetes Verfahren, verwitterungsbedingte Veränderungen im Silbergehalt von Goldpartikeln zu erfassen.

Strahlung	Rh K α	Rh K β
Absorber	Gold	Gold
Massenabsorptionskoeffizient*	80,0	58,7
maximale Eindringtiefe	1544,00	1132,91
linearer Absorptionskoeffizient	31,7 µm	43,3 µm

Um quantitative Aussagen zu ermöglichen, wurde anhand von fünf Gold-Silber-(Kupfer)-Standards zunächst eine Eichkurve erstellt (Abb. 3). Dazu dienten Goldronden mit folgenden Zusammensetzungen (in Gew.-%): neben den Legierungen Au 98/Ag 2, Au 95/Ag 5 und Au 89,91/Ag 9,99/Cu 0,1 aus persönlichem Besitz wurden auch die Degussa-Standards Au 82,99/Ag 16,51/Cu 0,5 und Au 30,50/Ag 68,50/Cu 1,0 verwendet. Um stets gleiche Meßbedingungen zu gewährleisten, wurde unter Verwendung einer Aluminiumblende eine kreisförmige Analysenfläche von 5 mm Ø gewählt. Während die Standards diese Fläche abdecken, waren bei ausgewaschenen Seifengold je nach Korngröße zur möglichst lückenlosen Belegung 150–250 Körner notwendig. Diese werden aber im Gegensatz zum Standard sicher von Partikel zu Partikel variierende Silbergehalte haben; um dennoch repräsentative Durchschnittswerte zu erhalten, wurden die Proben während der Analyse gedreht.

Die Meßbedingungen entsprechen denen der qualitativen Analyse. Für den Parameter Silber wurde der Ag K β (I+III)-Peak bei 14,19° zur Messung herangezogen, da

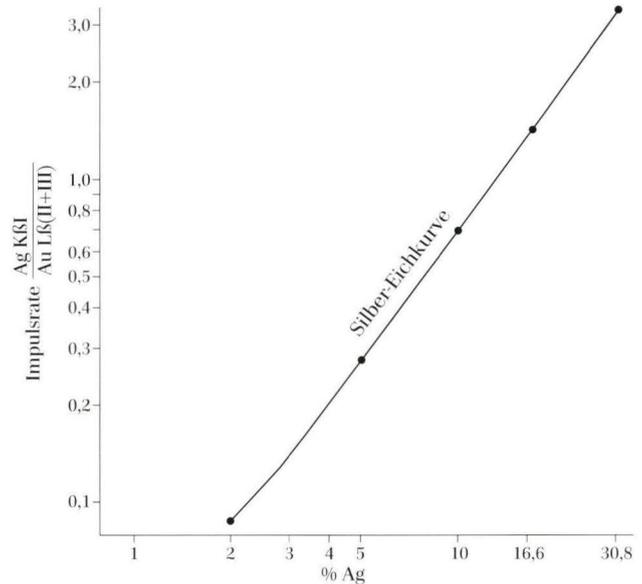


Abb. 3. Eichkurve zur quantitativen Bestimmung der Silbergehalte in Randzonen von Goldpartikeln nach der Röntgenfluoreszenzanalyse.

der Ag Ka (I+II)-Peak bei 15,95° mit dem sehr starken Rhodiumpeak (Röhre) bzw. dessen Comptoneffekt koinzidiert. Für Gold eignete sich der Au L β (II+III)-Peak bei 30,79°, da dieser als einziger sowohl hohe Impulsraten liefert als gleichzeitig günstige Untergrundmessungen erlaubt. Der jeweilige Mittelwert errechnet sich aus drei Einzelmessungen, wobei die Zählzeit stets 40 Sekunden betrug. Um geeignete Stellen zur Untergrundmessung zu ermitteln, wurden vor den eigentlichen Meßvorgängen jeweils Übersichtsaufnahmen mit Hilfe eines Schreiberdiagrammes erstellt. Der relative Meßfehler liegt bei etwa 2 %.

3.5 Quantitative Bestimmung des primären Silber- und Kupfergehaltes im Gold durch Mikrosondenanalysen

Im Kern hydrothermal gebildeter größerer Goldpartikel (Primärgold) sind mit Sicherheit Silbergehalte zu erwarten, die von Verwitterungseinflüssen frei sind. Diese Kernzone läßt sich im Anschliffpräparat durch Mikrosondenanalysen untersuchen. Entsprechende Arbeiten wurden mit einer ARL-SEM-Mikrosonde durchgeführt und die Meßdaten per EDV ausgewertet. Die Anregungsspannung betrug 20 kV bei einem Probenstrom von 25 nA. Die Meßfeldgröße lag bei 3 mm. Zur Eichung wurden die bereits erwähnten Standards verwendet.

* nach Gmelin 1954

3.6 Ermittlung des Mineralbestandes in Gesteinen

3.6.1 Röntgenographische Untersuchungen

Der Mineralbestand von Gesteinsproben wurde qualitativ aus Röntgendiffraktometeraufnahmen bestimmt. Nach 10-minütigem Aufmahlen des Probenguts in der Kugelmühle wurden von dem analysenfeinen Material Pulveraufnahmen angefertigt. Die Versuchsanordnung betrug wie folgt: Röntgenstrahlung Cu K α , Spannung 50 kV, Probenstrom 25 nA.

3.6.2 Infrarotspektroskopie

Zur quantitativen Bestimmung des Mineralbestandes dienten IR-Aufnahmen. Diese Methode folgt den Angaben von Flehmig & Kurze (1973). Zur Messung wurde ein IR-Spektrometer Modell 457 der Firma Perkin Elmer verwendet.

4. Die Goldführung der Silberkuhle

4.1 Vorkommen

Im Bereich der Silberkuhle ist die Goldführung an mindestens drei unterschiedliche Sedimenttypen gebunden: so kommt es einmal mit durchschnittlich 4 g/t im Zechsteinkonglomerat vor (Kulick 1968), das hier inselartig Paläozoikum überlagert; darüber hinaus findet sich das Edelmetall aber auch in quartären Lockergesteinen (Sand, Kies) und in Sedimenten von Bachläufen, die im engeren Bereich der Silberkuhle entspringen. Aus diesen Bächen wurde es bereits im 15.-17. Jahrhundert ausgewaschen, wobei in unmittelbarer Nähe auch Sande und Kiese als Baumaterial gewonnen worden sind. Eigene Waschversuche an Sedimenten sämtlicher Wasserläufe der Silberkuhle verliefen stets erfolgreich. Es lassen sich durchschnittlich bis zu 0,5 g/t Gold feststellen.

Innerhalb der Tonschiefer selbst konnten im Rahmen von Explorationskampagnen, zuletzt 1993 durch die australische BARRAGOLD PTY, lokal deutlich erhöhte Goldkonzentrationen ermittelt werden.

4.1.1 Gold in Bachsedimenten

Während die Größe der Goldpartikel im Waschkonzentrat der Bachsedimente mit bis zu 0,5 mm relativ konstant ist, unterscheiden sie sich in ihrer Morphologie deutlich. Es dominieren mit Abstand moosartige-schwammige Formen, wogegen würfelförmige Körnchen und „hexagonale“ Täfelchen relativ selten sind. Ferner findet sich das Metall als dünner Bewuchs auf und innerhalb oxidischer Eisenminerale wie beispielsweise Hämatit. Auch ist in einem Fall ein elliptisches, nuggetähnliches Korn mit dünner Limonitkruste zu identifizieren.

Die filigrane Form der Goldpartikel schließt insge-

samt einen längeren Transportweg aus, da das Gold aufgrund seiner Transportempfindlichkeit zu Klümpchen verdrückt bzw. zu Blättchen ausgewalzt worden wäre. Erst wenn die Zuflüsse die Eder erreichen, sind ausschließlich Blättchen von Gold zu beobachten. Die schwammige Struktur weist damit auf eine Erosion aus dem unmittelbar anstehendem Zechsteinkonglomerat bzw. evtl. weiterer paläozoischer Gesteine oder auf eine Fällung von Gold in situ hin.

Das Vorkommen von nuggetartigem Gold ist in jedem Fall ein Hinweis auf Wachstum von Gold im Bachsediment, wie es von zahlreichen goldführenden Flußsedimenten bekannt ist. Dabei fungieren z.B. detritische Goldpartikel als Kristallisationskeime für fluviatil transportierte goldhaltige Lösungen. Die Fällung geschieht hauptsächlich durch Prozesse der Autoreduktion an der Oberfläche des Goldes, indem das elementare Metall das ionar gelöste Gold reduziert und anlagert (Boyle 1979, Matthes 1990, Schneider 1986). Neben Verfrachtung von freiem Gold spielt in den Bachläufen der Silberkuhle also ebenso Lösungstransport eine Rolle.

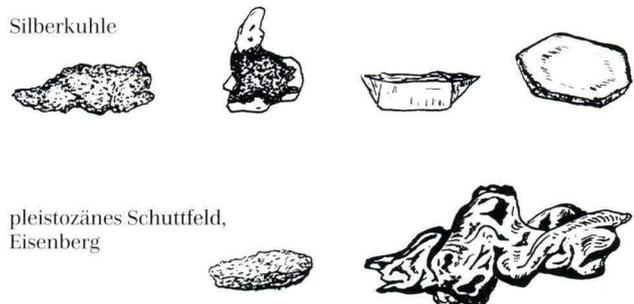


Abb. 4. Formen des Goldes aus Bachsedimenten der Silberkuhle (mittlere Größe bis 0,5 mm) und Goldpartikel aus dem pleistozänen Schuttfeld des Eisenbergs: Größe des schwammig-moosförmigen Kornes: 0,5 mm; Größe des traubig-nierigen Kornes: 1,7 mm.

Das ausgewaschene Gold hat stets eine metallisch weißgelbe Färbung. Nur im Fall des Nugget ist eine genaue Farbangebe nicht möglich, da dieses mit FeOOH überzogen ist. Der beschriebene Farbeindruck wird allgemein mit erhöhten Silbergehalten in Zusammenhang gebracht. So zeigt reines Gold eine tiefgoldgelbe Farbe, Gold mit 8 % Ag hat bereits eine weißgelbe Farbe und Elektrum mit über 20 % Ag ist schon weiß (Hintze 1904, Weiner & Glas 1983). Eine weitere Ursache für diese weißgelbe Färbung kann auch der natürliche Amalgamierungsprozeß sein. Es handelt sich hierbei um Oberflächenreaktionen zwischen elementarem Gold und metallischem Quecksilber (Boyle 1979). Voraussetzung zur Amalgambildung ist eine entsprechende Paragenese von Gold und Quecksilbererzen, die bisweilen von elementarem Quecksilber begleitet werden. Derartige Goldamalgame finden sich beispielsweise in der Mariposa Region Kaliforniens (Dana 1946). Vorkommen dieser Art sind aber vergleichsweise selten.

Ebenfalls kann Quecksilber anthropogen eingetragen worden sein, da dieses im Rahmen der historischen Goldgewinnung häufig Verwendung fand. Es ist innerhalb des Edergebietes in Sedimenten des Wasserlaufs „Aar“ nachzuweisen (Jäger 1997).

Um die tatsächlichen Ursachen der Goldfärbung im Bereich der Silberkuhle zu klären, wurden zur Bestimmung der Ag- bzw. Hg-Gehalte Röntgenfluoreszenzanalysen an monomineralischen Goldkonzentraten durchgeführt. Diese Messungen ergeben für das Gold bei geringen Variationen einen mittleren Silbergehalt von 7,7 % Ag (vgl. Tab. 4).

Tab. 4. Silbergehalte in Randzonen von Goldpartikeln aus Bachsedimenten der Silberkuhle

Waschkonzentrat 1 :	7,1 Gew.-% Ag
Waschkonzentrat 2:	7,3 Gew.-% Ag
Waschkonzentrat 3:	8,7 Gew.-% Ag
Mittlerer Gehalt:	7,7 Gew.-% Ag

Über die erwähnten Gehalte an Silber hinaus ist nach diesem Meßverfahren kein Quecksilber feststellbar, so daß der beschriebene Farbeindruck allein auf die Silbergehalte und nicht auf Amalgamierung zurückzuführen ist.

4.1.2 Gold im Zechsteinkonglomerat

Das erwähnte, stark verfestigte goldführende Konglomerat besteht aus maximal 10 cm großen und wenig gerundeten Gesteinsbruchstücken von Tonschiefern, Kiesel-schiefern und Grauwacken, die in einer überwiegend calcitischen Matrix eingebettet sind. Obwohl für dieses Gestein mittlere Goldgehalte von 4 g/t (Kulick 1968), selten bis zu 10 g/t (Belendorff 1978) seit längerem bekannt

sind, gibt es bisher keine detaillierten Angaben über die Paragenese des Edelmetalls und seine Position im Gestein (Kulick et al. 1997).

Vom Autor wurden daher umfangreiche Untersuchungen zur Lokalisierung des Goldes innerhalb des Zechsteinkonglomerats durchgeführt. Demnach findet es sich vor allem als Einsprengling in kleinsten Calciteinschlüssen und auf Calcitgängen, die Bruchstücke paläozoischer Schiefer durchsetzen. Die übrigen Konglomeratbestandteile aus Kiesel-schiefer etc. führen dagegen keine erkennbaren Einschlüsse von Gold. Innerhalb der Calcite tritt das Gold erneut moosartig auf und ist damit dem Metall aus den Bachsedimenten sehr ähnlich. Es hat ebenfalls eine metallisch weißgelbe Tönung und dürfte dementsprechend Ag-Gehalte von etwa 8 % aufweisen. Analysen konnten wegen zu geringer Materialmengen nicht erstellt werden.

Freigold ließ sich wider Erwarten auch nach Auswaschen größerer Mengen zerkleinerten Konglomerats nicht feststellen. Schon aus diesem Grund ist für dieses Zechsteinsediment eine Herkunft des Goldes aus Verwitterungsprofilen und eine gleichzeitige Ablagerung mit dem Konglomerat wenig wahrscheinlich, denn im Zuge der Verwitterung hätte auch Freigold entstehen und verfrachtet werden müssen. Zu vermuten ist aber, daß das Gold erst **nach** der Ablagerung dieses Sediments zugeführt worden ist. Eine epigenetische Ausfällung von Gold insbesondere in karbonatreichem Milieu ist nicht ungewöhnlich: Karbonatminerale sind bevorzugt in der Lage, Goldlösungen zu reduzieren (Boyle 1979, Smirnow 1954).

Selbst ein CaCO₃-haltiges Mikromilieu in den Calciten wird demzufolge Einfluß auf zirkulierende goldhaltige Lösungen genommen haben, da durch Änderung der Elektrolytkonzentration ganz lokal Fällungsprodukte angereichert wurden. Es ist demnach in der Silberkuhle mit einer sekundären Zufuhr des Goldes zu rechnen. Dieses Ergebnis wird durch die folgenden Untersuchungen weiter abgesichert.

Hinweise auf die mögliche Form der Goldlösungszufuhr im Bereich der Silberkuhle sollen zunächst anschließende Untersuchungen am Schwermineralspektrum des Zechsteinkonglomerats liefern, denn zu vermuten ist, daß neugebildetes Gold auch von weiteren authigenen Mineralneubildungen, u.a. Schwermineralen, begleitet wird.

4.2 Die Schwermineralverteilung im Zechsteinkonglomerat

An transparenten Schwermineralen ließen sich nach mechanischer Zerteilung des verfestigten Konglomerats an Hauptkomponenten mit abnehmender Häufigkeit

Zirkon, Apatit und Phosphorit, Dolomit und Calcit, Granat sowie Turmalin feststellen. Als Akzessorien fanden sich Rutil, Titanit, Hornblende, Baryt und Zinnober. Die Schwerminerale einschließlich ihrer opaken Vertreter haben am Gesamtsediment einen Anteil von etwa 1 Gew.-%. Die Relation zwischen transparenten Hauptkomponenten und Akzessorien liegt bei 36:1.

Zirkon dominiert mit etwa 25 % und bildet bis zu 150 µm große Körner, die aufgrund ihrer überwiegend guten Rundung als bereits mehrfach umgelagerte Phasen vorliegen. Sie sind farblos und nur vereinzelt schwach rot gefärbt (Hyacinth). Da rote Färbung primär bei Zirkonen aus älteren Sedimenten auftritt, beweist auch ihr Vorkommen eine wiederholte Aufarbeitung und Umlagerung. Kantengerundete Partikel sind relativ selten; ebenso treten idiomorphe und zonierte Kristalle nur vereinzelt auf. Ihre Morphologie weist aber auf einen primären Ursprung und erstmalige Umlagerung aus sauren Magmatiten hin (Poldervaart 1956). Einschlüsse sind stets sehr klein; die Doppelbrechung im Innern ist bisweilen anomal niedrig und ist auf Gitterdefekte zurückzuführen, die durch radioaktive Bestrahlung von zirkoneigenem Thorium entstehen (Tröger 1967).

Apatite und Phosphorite umfassen ebenfalls etwa 25 % des Schwermineralspektrums. **Apatit** ist eher selten und dann in angerundeten Kristallen sowie unregelmäßigen Bruchstücken bis zu 355 µm Größe anzutreffen. Die häufigeren **Phosphorite** liegen in radialstrahligen bis konkretionären Formen vor und haben keine Auslöschung. Ebenso wie Apatit ist Phosphorit stets farblos und arm an Einschlüssen. Die Phosphorite stellen aufgrund ihrer Gelstruktur sedimentäre Neubildungen dar. Mit großer Wahrscheinlichkeit stammen sie aus paläozoischen Schwarzschiefern, denn im Zechsteinkonglomerat fehlen Hinweise auf reduzierendes Milieu, eine für die Genese der Phosphorite wesentliche Voraussetzung.

Die mit einem Anteil von etwa 20 % nachgewiesene Karbonatgruppe besteht aus **Calcit** und **Dolomit**. Während Dolomit schon aufgrund seiner Dichte zu den Schwermineralen zählt, dürften zahlreiche opake Einschlüsse innerhalb des Calcits für dessen Erscheinen im Schwermineralspektrum verantwortlich sein. Beide Minerale liegen sicherlich aufgrund der mechanischen Aufbereitung in rhomboedrischen Spaltstücken und sternförmigen Kristallaggregaten vor. Diese erreichen Größen bis zu 355 µm und sind durch ihre auffallend hohe Doppelbrechung gekennzeichnet. Die Karbonate sind sicherlich teils ehemaliges Bindemittel des Zechsteinkonglomerats, teils aus paläozoischen Schiefen umgelagert.

Granate liegen zu etwa 14 % vor und treten in zwei bis zu 200 µm großen Varietäten auf. Der farblose und einschlußfreie Grossular ist stets gut gerundet, was für

eine mehrfache Umlagerung dieser primär kontaktmetamorph entstandenen Phase spricht. Der rosafarbene Almandin ist dagegen überwiegend idiomorph und zeigt im Kern zahlreiche opake Einschlüsse. Dieses im Bereich der mittlerer Metamorphosegrade gebildete Mineral hat aufgrund der geringen Rundung vergleichsweise weniger ausgeprägte Transporteinflüsse erfahren.

Turmalin tritt in Gehalten um 9 % stets in Körnern bis zu 355 µm Größe und mit (sehr) guter Rundung auf, was erneut auf wiederholte Aufarbeitungsprozesse hinweist. Der Pleochroismus von hellbraun nach oliv-dunkelbraun ist sehr auffällig (Varietät Schörl). Kleine opake unregelmäßig verteilte Einschlüsse sind ebenso selten wie Lösungsgruben.

Der seltene **Rutil** bildet gerundete, also ebenfalls mehrfach umgelagerte, bis zu 150 µm große Partikel. Die Farbe ist intensiv braunrot, der Pleochroismus ist deutlich. Während Einschlüsse fehlen, weist die Kornoberfläche häufig charakteristische Zwillingsstreifungen auf.

Titanit ist nur sporadisch und in bis zu 355 µm großen, unregelmäßig begrenzten Körnern zu identifizieren. Diese besitzen schwach messinggelbe Eigenfärbung und aufgrund der extrem hohen Dispersion unter gekreuzten Nicols keine Auslöschung.

Gelegentlich beobachtete Minerale der **Epidotgruppe** sind in unregelmäßigen, bis zu 355 µm großen, runden Partikeln mit unebener Oberfläche anzutreffen. Während Zoisit immer farblos ist, zeigt Epidot einen grünen Farbton und deutlichen Pleochroismus. Beide Minerale sind einschlußreich und aus älteren Sedimenten umgelagert.

Hornblende bildet prismatische bis stark gerundete, einschlußreiche Partikel bis zu 355 µm Größe. Sie haben an ihren Enden infolge diagenetischer Auflösung eine typische Zähnelung, die bevorzugt parallel zur c-Achse einsetzt. Das Mineral zeigt bei deutlichem Pleochroismus eine dunkelgrüne Farbe.

Baryt kann in Form unregelmäßiger, bis zu 355 µm großer und infolge mechanischer Aufbereitung stets eckiger Kristallspaltstücke erkannt werden. Das Mineral ist farblos und führt oft Einschlüsse entlang der Spaltrisse. Ob das Mineral detritisch oder authigen ist, läßt sich nicht entscheiden.

Zinnober ist nur akzessorisch vorhanden, zählt aber aufgrund seiner typischen scharlachroten Eigenfarbe zu den auffälligsten Schwermineralen, und ist folglich auch bei nur bis zu 150 µm großen Körnchen schnell zu identifizieren. Das Sulfid ist in transparenten, leicht unebenen Partikeln anzutreffen.

Bei nahezu sämtlichen beschriebenen Schwermineralen handelt es sich aufgrund der guten Zurundung um mehrfach umgelagerte Komponenten. Insbesondere die stabilen Schwerminerale Zirkon, Granat, Turmalin, Rutil und Epidot belegen die wiederholte Aufarbeitung. Ei-

Tab.5. Quantitativer Mineralbestand von Gesteinskomponenten des Zechsteinkonglomerats

Probe	Kaolinit	Illit	Chlorit	Quarz	Calcit	Albit
a. Bruchstück, weich	1 %	25 %	1 %	45 %	28 %	—
b. Bruchstück, hart	1 %	25 %	1 %	43 %	29 %	1 %
c. Bruchstück, hart	—	27 %	1 %	44 %	27 %	1 %
d. Bruchstück, sehr hart	—	32 %	3 %	43 %	21 %	1 %
Matrix	2 %	8 %	5 %	25 %	60 %	—
tonige Zwickelfüllung	90 %	—	—	—	—	—

% = Gewichtsprozent

gene Schwermineraluntersuchungen in zahlreichen Bachsedimenten der Umgebung zeigen darüber hinaus, daß es sich um typische Vertreter unterkarbonischer Sedimentgesteine des östlichen Rheinischen Schiefergebirges handelt (vgl. Tab. 2). Der Anteil erstmals oder bislang nur selten umgelagerten Materials ist dagegen gering, denn idiomorphe Phasen spielen kaum eine Rolle. Sie dürften aus magmatischen (Zirkon) und metamorphen (Granat) Serien der (?) Mitteldeutschen Schwelle stammen.

Eine Besonderheit in der Gruppe der Akzessorien ist Zinnober. Dieses Sulfid läßt sich bislang nur innerhalb des Zechsteinkonglomerats der Silberkuhle nachweisen. Ein weiteres Zinnobervorkommen ist im Einzugsbereich der Silberkuhle bisher nicht bekannt. Es ist daher eine epigenetisch hydrothermale Bildung wahrscheinlich. Paragenesen von Zinnober und Gold sind nicht ungewöhnlich: so berichten z.B. Boyle (1979) bzw. Trueb (1992) von Zinnobervorkommen in niedrigtemperierten Goldlagerstätten bei Clyde Forks, Ontario, Kanada, und McLaughlin, Kalifornien.

Auch innerhalb der postpaläozoischen (tertiären) Gangmineralisation der etwa 15 km entfernten Barytlagerstätte Dreislar läßt sich dieses Sulfid nachweisen.

Da neben dem Auftreten von Zinnober noch weitere Hinweise auf eine sekundär-hydrothermale Überprägung des Zechsteinkonglomerats nachzuweisen sind, schlossen sich detaillierte Untersuchungen insbesondere zum Vorkommen unterschiedlicher Phyllosilikate an, da hydrothermale Mineralisationen oft von Schichtsilikatneubildungen begleitet werden.

4.3 Petrographie des Zechsteinkonglomerats

Das Zechsteinkonglomerat ist aus Gesteinsbruchstücken des Paläozoikums, der Matrix sowie einer auf Zwickeln vorkommenden tonigen Substanz zusammengesetzt. Von diesen einzelnen Komponenten wurden jeweils Mineralphasenanalysen durchgeführt.

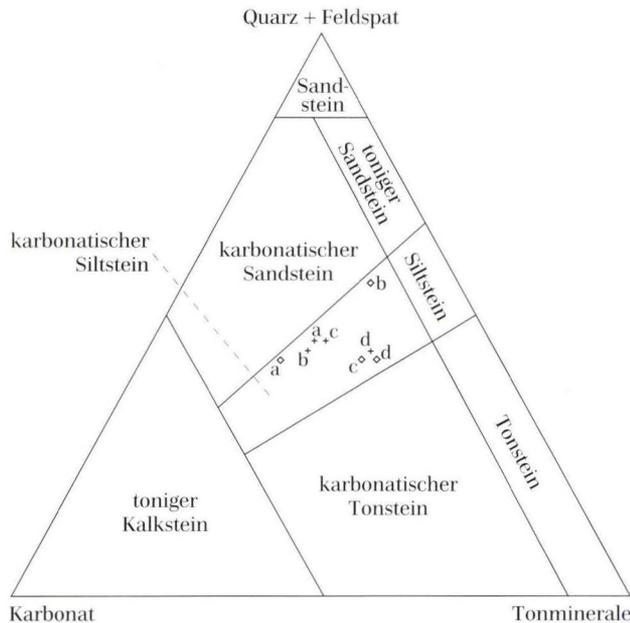


Abb. 5. Gesteinszusammensetzung von Detritus im Zechsteinkonglomerat (+ a-d) und von goldführenden Gesteinsserien des Eisenbergs (♦ a-d) (nach Pettijohn 1975)

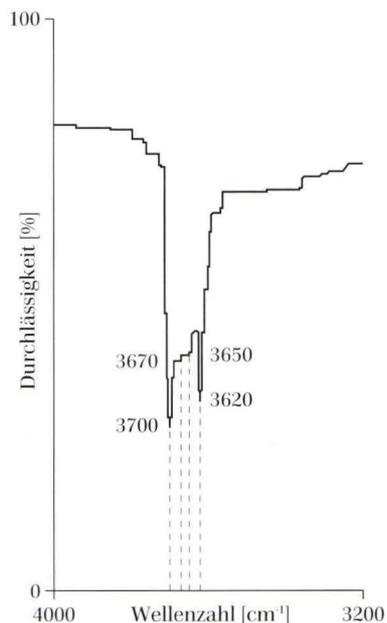


Abb. 6. OH-Valenzschwingungen im IR-Diagramm von gut kristallinem Kaolinit aus der Matrix des Zechsteinkonglomerats (Zwickelfüllung).

Bei den Gesteinsbruchstücken handelt es sich nach der makroskopischen Ansprache überwiegend um Ton-schiefer. Diese sind wenig gerundet und folglich nur über kurze Distanzen transportiert worden, so daß Sortierungseffekte weitgehend ausgeschlossen werden können. Ergebnisse zur Mineralphasenanalyse sind in Tab. 5 dargestellt. In allen Fällen haben diese Bruchstücke eine sehr ähnliche Zusammensetzung; so sind mit Abstand als wichtigste Phasen stets Quarz, Calcit und Illit zu nennen, während Chlorite nur untergeordnet vorkommen. Albit konnte nur in 3 von 4 Fällen ermittelt werden, Kaolinit nur in 2 Proben.

Da die Summe der Tonminerale zwischen 27 und 35 % liegt, der Anteil von Quarz und Karbonat aber auf 64–73 % kommt, handelt es sich bei den Gesteinsbruchstücken nach der Nomenklatur von Pettijohn (1975) um karbonathaltige Siltsteine (Abb. 5). Laborbefund und Feldansprache stimmen also nicht überein.

Die Matrix des Konglomerats setzt sich überwiegend aus Calcit und Quarz zusammen, während die Schichtsilikate Kaolinit, Illit und Chlorit als Nebengemengteil vorkommen. Der Stoffbestand dieser Matrixkarbonate wird aus dem (?) Zechsteinmeer stammen, da diese Konglomerate in der entsprechenden Küstenregion gebildet worden sind.

Die weiß gefärbten, weichen, bis zu 2 mm großen Zwickelfüllungen der Matrix des Zechsteinkonglomerats konnten isoliert und so ebenfalls mineralogisch analysiert werden. Es handelt sich bei dieser Substanz um Kaolinit mit wenig Calcit. Das IR-Diagramm läßt deutlich die auffallend gute Kristallinität des Kaolinit erkennen, da neben den Absorptionsbanden bei 3700 und 3620 cm^{-1} auch im Bereich von 3670 und 3650 cm^{-1}

charakteristische Linien vorliegen (Abb. 6).

Im Gegensatz zum bisher beschriebenen Gesteinsinventar stellt dieser Kaolinit eine Besonderheit dar. Die auffallende Position in Zwickeln spricht für eine epigenetische Neubildung dieses Silikats **nach** Sedimentation des Konglomerats. Ob dabei z.B. detritischer Feldspat zu Kaolinit zersetzt oder andererseits der Stoffbestand in Lösung zugeführt wurde, läßt sich ohne weiteres nicht entscheiden. Da jedoch keine Pseudomorphosen von Kaolinit nach Feldspat zu finden sind, ist eine Neubildung aus Lösungen wahrscheinlich.

Hydrothermale Kaolinite werden in Sedimentgesteinen gelegentlich beobachtet. So erwähnt z.B. Hein (1985) das Auftreten bis zu 1 cm großer idiomorpher Kaolinitkristalle in hydrothermal überprägten paläozoischen Serien des Kellerwalds.

Die Untersuchungen der Mineralzusammensetzungen des Konglomerats belegen durch das Auftreten von Zinnober und gut kristallinem Kaolinit eine sekundärhydrothermale Erfassung des Gesteins. Auch das im Zechsteinkonglomerat nachgewiesene Gold könnte mit diesen Bildungsprozessen in Zusammenhang stehen, d.h. hydrothermalen Ursprungs sein und damit eine epigenetische Mineralisation darstellen.

In diesem Zusammenhang ist aber zunächst in Vergleichsarbeiten zu überprüfen, ob zwischen dem bekannten Goldvorkommen am benachbarten Eisenberg bei Goldhausen und der Goldmineralisation der Silberkuhle mineralogische und geochemische Ähnlichkeiten existieren, so daß das Gold des Zechsteinkonglomerats ggf. doch nur Detritus vom Eisenberg ist. Eine Klärung dieses Sachverhaltes ist Voraussetzung einer genetischen Interpretation.

5. Die Goldführung am Eisenberg

5.1 Vorkommen

Die Lagerstätte des Eisenberg ist durch ihre Goldvererzung schon frühzeitig bekannt geworden. So reichen Berichte bis in das Jahr 1244 zurück (Masling 1911). Zusammen mit den in direkter Nachbarschaft gelegenen Seifen (z.B. Eschenbeck) gilt diese Lagerstätte als das wichtigste Liefergebiet für das Edergold. Das Wirtsgestein sind vor allem paläozoische Gesteinsserien, die durch sudetische Faltungsvorgänge im ausgehenden Variszikum stark gestört und gefaltet wurden, so daß heute eine ausgeprägte, nach Norden überkippte Sattelstruktur vorliegt. Zechsteinablagerungen überdecken weite Teile des Paläozoikums (Abb. 7).

Die Goldführung dieser Lagerstätte ist an drei unterschiedlichen Positionen festzustellen:

1. Sie tritt einmal innerhalb der Alaunschiefer als primär-synsedimentäre Bildung auf und ist dort an Pyrit gebunden. Der mittlere Goldgehalt liegt bei 0,4 ppm (Schwankungsbreite 0,01–23 ppm, Kulick & Theuerjahr 1983).
2. Am häufigsten sind aber epigenetisch-hydrothermale Mineralisationen auf schichtparallelen und NE-SW streichenden Störungen mit unterschiedlichen Paragenesen: Zu diesen Schwächzonen zählen einmal Ruscheln, in denen Gold mit bis zu 20 ppm in einer tonigen Matrix vorkommt (Rauschenbusch & Rauschenbusch 1929). Zum anderen gehören die Vererzungen innerhalb der Kieseligen Übergangsschichten (Kulm) dazu; sie führen Gold einsprenglinge in mm- bis cm-mächtigen schichtparallelen Calcitklüften (Abb. 8 und 9). Hier finden

Eine hydrothermale Goldmineralisation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach

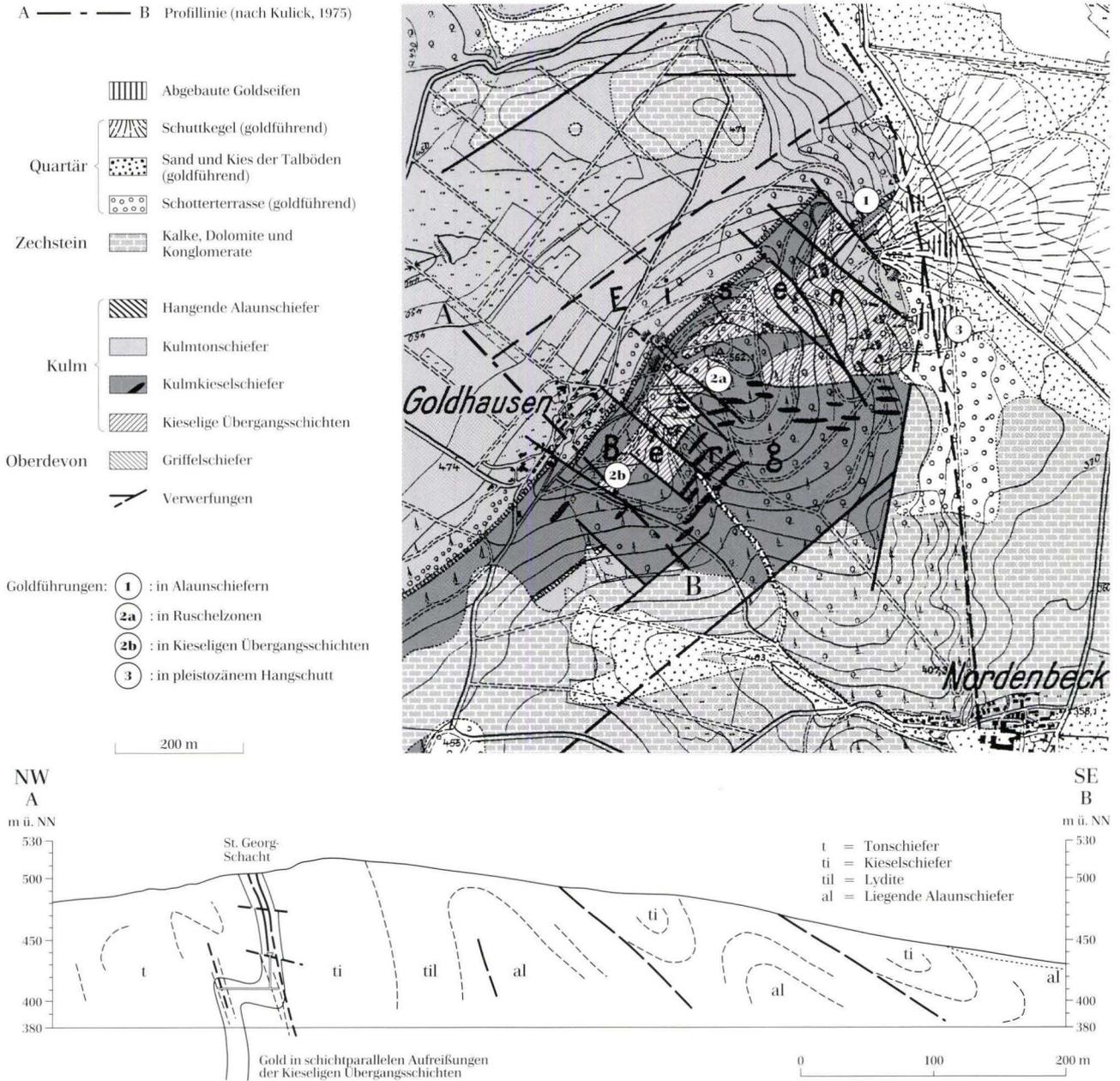


Abb. 7. Geologie des Eisenbergs, einschließlich goldführender Serien (umgezeichnet nach Schriell, 1922); dazu schematisches Profil durch den Eisenberg (Kulick 1983)

Tab. 6. Gesteinsserien des Eisenbergs

Alter	Gestein	Mächtigkeit (m)	Goldgehalt (ppm)
Pleistozän	Hangschutt	bis 5	bis 2
Perm	Zechsteinkalk, transgressiv	k.A.	k.A.
Kulm	Tonschiefer und feinkörnige Grauwacken	200	k.A.
Kulm	Kieselige Übergangsschichten	28	bis 1200
Kulm	Kieselkalke und Kieselschiefer	30	k.A.
Kulm	Lydite	16	bis 20*
Kulm	Untere Alaunschiefer	40	bis 23 **
Devon	Griffelschiefer	k.A.	k.A.

* in Ruscheln ** an Pyrit gebunden k.A. = keine Angaben

sich mit bis zu 1200 ppm die höchsten Goldgehalte am Eisenberg (Kulick & Theuerjahr 1983).

- Ebenfalls wird das Metall mit 4 g/m^3 in pleistozänem Hangschutt auf der Ostseite des Eisenbergs beobachtet (Kulick & Theuerjahr 1983).

5.1.1 Gold in Kieseligen Übergangsschichten

Der Silbergehalt des Goldes aus unverwitterten Vererzungszonen des Eisenbergs wurde in Anschliffen aus dem Bereich der Kieseligen Übergangsschichten (St. Georg Baue) untersucht. Das Metall ist hier moosartig in Calcitklüften eingesprengt und gleicht damit der Goldführung des Zechsteinkonglomerats der Silberkuhle. Nach Beobachtung im Auflicht ist das Gold mit unzersetztem Kupferkies und Clausthalit (PbSe) verwachsen (Abb. 8). Diese Mineralvergesellschaftung ist selten und in Europa lediglich von einer vergleichbaren Mineralisation in Südengland bei Torquay, Devon, bekannt (Stanley & Criddle 1990).

Diese Paragenese weist auf eine primär-hydrothermale Entstehung des Goldes hin, so daß relativ hohe Gehalte an Silber in dieser Goldparagenese zu erwarten sind. Ergebnisse von Mikrosondenanalysen, bei denen Silber gleichzeitig mit Kupfer erfaßt wurde, sind in Tab. 7 dargestellt.

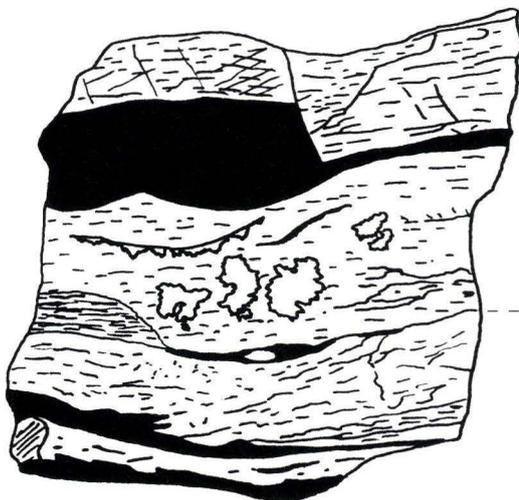
Die Gehalte an Silber und Kupfer variieren von Korn zu Korn, aber auch innerhalb der Einzelpartikel auf kürzesten Entfernungen von nur wenigen mm. Der mittlere Wert für Silber liegt bei 5,9 Gew.-% bei einer Schwankungsbreite von 2,1–11,7 %, während Kupfer mit durchschnittlich 0,2 Gew.-% vorkommt. Diese Kupfergehalte weisen auf niedrige Genesetemperaturen hin (Antweil-

Tab. 7. Silber- und Kupfergehalte des Primärgoldes aus dem Bereich der Kieseligen Übergangsschichten, St. Georg, Eisenberg

Form des Goldes	Au (Gew.-%)	Ag (Gew.-%)	Cu (Gew.-%)
moosartig	92,7	7,0	0,1
moosartig	92,9	5,8	0,2
moosartig	96,4	3,0	0,1
moosartig	94,7	4,2	0,2
moosartig	91,9	7,2	0,1
moosartig	95,8	2,6	0,7
moosartig	92,1	6,2	0,4
kompakt	96,1	2,1	0,05
kompakt	94,4	4,3	0,2
kompakt	87,2	11,7	0,1
kompakt	93,9	5,5	0,05
kompakt	89,3	10,1	0,1
kompakt	95,6	3,4	0,1
kompakt	89,5	9,8	0,2
kompakt	93,7	5,4	0,1
Mittelwert	93,1	5,9	0,2

ler & Campbell 1977), da bei hochtemperiertem Gold bei entsprechendem Kupferangebot eine lückenlose Mischbarkeit besteht, welche bei niedrigen Temperaturen Entmischungen von Gold-Kupfer-Phasen zeigt (Wedepohl 1978). Solche Entmischungen sind weder zu beobachten noch für dieses Vorkommen bisher beschrieben.

Die ermittelten Silbergehalte entsprechen durchaus den üblichen Ag-Konzentrationen hydrothermalen Goldlagerstätten, welche für gewöhnlich 5–15 % Silber enthalten. Aufgrund der deutlichen Variationen ist eine Korrelation beider Metalle aber nicht möglich. Eine Abnahme der Silber- bzw. Kupfergehalte am Rand der Goldteilchen wird nicht festgestellt, so daß mit Sicherheit unverwittertes Material erfaßt wurde (vgl. Kulick et al. 1997).



Kieselkalk mit hellgrüner bzw. hellroter Färbung, welche auffällig an kleinste Kluftgrenzen gebunden ist

Calcitkluft mit wolkenartigen Partien von Gold, welches mikroskopisch erkennbar mit Clausthalit und Kupferkies verwachsen ist; daneben schnurartige Hämatite

Schwarzschiefer, lagig, mit mikroskopisch erkennbaren Einsprenglingen von Markasit und Bravoit, ferner Pyrit als Kristall und framboidal, oft begleitet von kohligter Substanz

Abb. 8. Zeichnung eines typischen Anschliffs aus dem Bereich der Kieseligen Übergangsschichten, St. Georg Baue, Eisenberg. Originalgröße des Schliffs ca. $1 \cdot 1 \text{ cm}$.

5.1.2 Gold in Ruschelzonen

Gold aus den Ruschelzonen kann im oberflächennahen Bereich des Eisenbergs leicht durch Auswaschen des vorhandenen Materials erhalten werden, wie z.B. nahe der ehemaligen Meierei sowie am Mundloch des Molkenbornstollen IV. Die eigenen Erfahrungen bestätigen die Resultate von Rauschenbusch & Rauschenbusch (1929): Das Gold bildet bis zu 0,5 mm große, überwiegend schwammig-moosartig geformte Partikel, wogegen Kristalle in Form „hexagonaler“ Täfelchen selten sind. Ihre tiefgoldgelbe Farbe läßt bereits auf Silberarmut schließen und nach Röntgenfluoreszenzanalysen ergaben sich in den Randzonen des Goldes Silbergehalte von 4,5 Gew.-% Ag (Meierei) bzw. 4,3 Gew.-% Ag (Stollenmundloch).

Die filigrane Form der Partikel gleicht dem beschriebenen Gold der Silberkuhle und deutet ebenfalls auf in situ-Bildung hin. Der vergleichsweise geringe Silbergehalt des Eisenberger Goldes läßt sich möglicherweise auf Auslaugungsprozesse zurückführen, da die beprobten Ruscheln in der oberflächennahen Oxidationszone der Lagerstätte liegen.

5.1.3 Gold im pleistozänen Hangschutt

Im Bereich des pleistozänen Schuttfeldes lassen sich isolierte Goldpartikel von gleicher Größe, Form und Farbe auswaschen, wie sie in den Ruscheln auftreten. Es handelt sich daher um Material, das im wesentlichen aus den Ruscheln umgelagert worden ist. Da der Transportweg nur einige Zehner Meter betragen hat, ist die Morphologie der Partikel kaum verändert worden, zu-

Tab. 8. Silbergehalte in Randzonen von Goldpartikeln aus Sedimenten des Eisenbergs

Ruschel ehemaliges Meiereigebäude:	4,5 Gew.-% Ag
Ruschel Mundloch Molkenbornstollen IV:	4,3 Gew.-% Ag
Pleistozäne Schuttfelder (Primärgold):	4,1 Gew.-% Ag

mal diese Komponenten offenbar in einer schützenden Tonmatrix verfrachtet worden sind. Ihr Silbergehalt beträgt im Mittel 4,1 Gew.-% Ag (vgl. Tab. 8). Zusätzlich finden sich im Schutt jedoch bis zu 1,7 mm große Körner von traubig-nieriger Form und tiefgoldgelber Färbung. Silberanalysen konnten aufgrund zu geringer Mengen nicht durchgeführt werden, doch wird der Silbergehalt aufgrund des Farbeindrucks bei maximal 3 % Ag liegen. Form und Größe sprechen somit für eine Fällung in situ aus Lösungen, wie sie bei der Kristallisation von Gold in Gelen beobachtet wird (vgl. Abb. 4 und 14).

Einen weiteren Hinweis auf derartige Ausfällungsvorgänge lieferte die Auflichtmikroskopie, fanden sich hier doch auffallend kompakte Formen von Gold im Kontakt zu Limonit (Abb. 10, Tab. 9). Diese Lockersedimente wurden im Mittelalter wiederholt ausgewaschen, da schon die Alten die – bisher nicht abschließend geklärte – Regeneration von Gold an dieser Stelle erkannt hatten.

Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen zur Geochemie und zur Morphologie der Goldpartikel besteht zwischen dem primär-hydrothermale Gold im Eisenberg und dem des Zechsteinkonglomerats der benachbarten Silberkuhle deutliche Übereinstimmung. Weiterführende Untersuchungen belegen, daß beide Vorkommen dennoch jeweils eigenständige Mineralisationen darstellen und keine Detritusumlagerung vom Eisenberg zur Silberkuhle stattgefunden hat. Hierfür sind er-

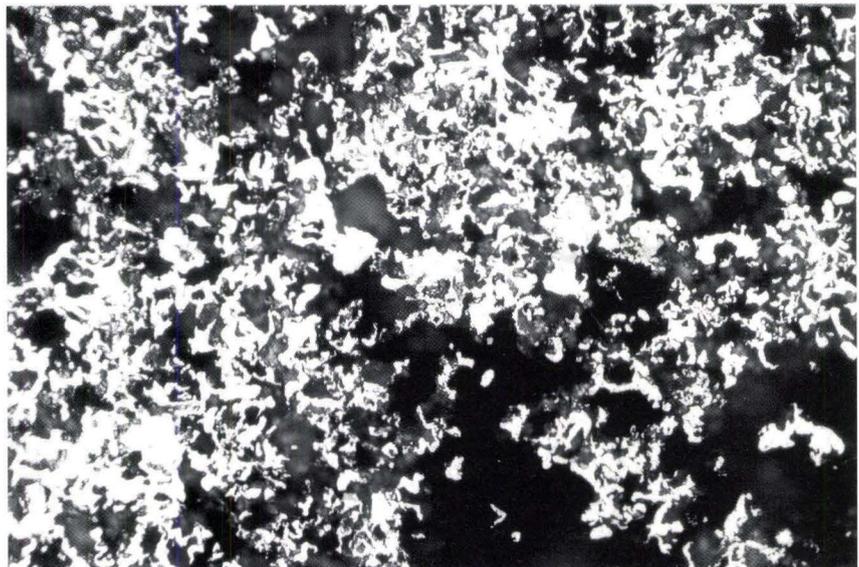


Abb. 9. Gold mit Clausthalit und Kupferkies in Calcit, Kieselige Übergangsschichten, St. Georg, Eisenberg. Anschliff, Ölimmersion. Größe des Bildausschnitts ca. 150 µm. Foto: Mücke.

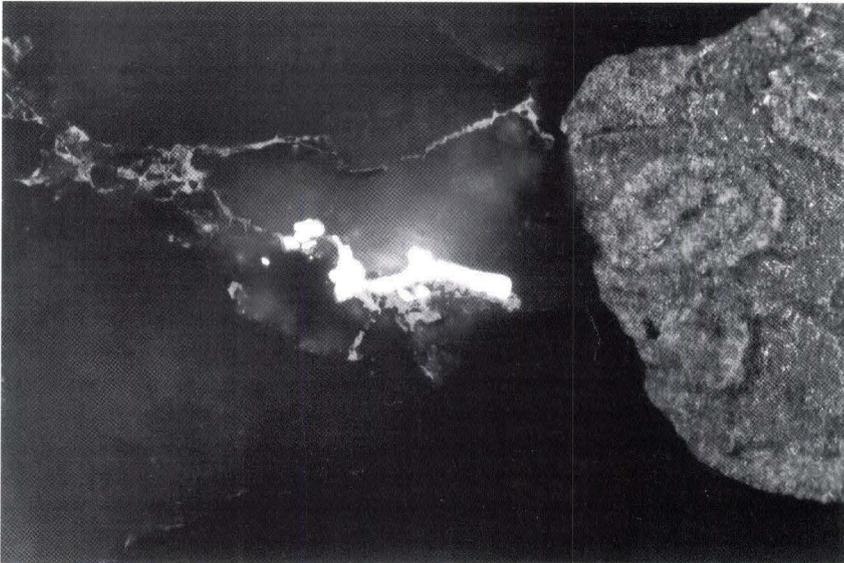


Abb. 10. Kompaktes, neugebildetes Gold im Kontakt zu Limonit. Teilausschnitt eines Kornes. Pleistozänes Schuttfeld, Eisenberg. Anschliff, Ölimmersion. Größe des Bildausschnitts ca. 250 µm. Foto: Mücke.

Tab. 9. Opake Schwerminerale aus Lockergesteinen des Eisenbergs sowie Form Größe des begleitenden Goldes

Erzmineral	Bachlauf Tiefes Tal	Ruschel Meierei	pleistozänes Schuttfeld
Pyrit, Kristall	+	-	+
Framboid-Pyrit	+	-	+
Markasit	+	+	-
Kupferkies	+	-	-
Zinkblende	+	-	-
Hämatit	+	+	+
„Hydro“Hämatit	-	+	+
Magnetit	+	+	+
Rubinblende, Nadeleisen, Limonit	+	+	+
Ilmenit	-	-	+
Minerale, innerhalb derer Gold als Einschluß vorkommt (maximale Größe)	Pyrit (< 5 mm) Magnetit (< 5 mm)	Nadeleisen (< 1 mm)	Hämatit (< 10 mm) Limonit
Form und Größe isolierter Goldpartikel	moosförmig (< 0,5 mm)	moosförmig (< 0,5 mm)	moosförmig (< 0,5 mm) raubig-nierig (< 1,7 mm)

neut Untersuchungen zur Petrographie der Gesteine und ergänzende Arbeiten über die transparenten Schwerminerale durchgeführt worden.

5.2 Petrographie goldführender Sedimentgesteine des Eisenbergs

Für petrographische Untersuchungen wurde das Material aus dem Bereich der Kieseligen Übergangsschichten (Proben 5446.6–5446.9) analysiert. Nach der makroskopischen Gesteinsansprache handelt es sich überwiegend um dunkle Tonschiefer. Als wichtigste Mineralphasen lassen sich mit abnehmender Häufigkeit Quarz, Illit, Calcit, Albit, Chlorit und Kaolinit feststellen (Tab. 10). Die Ergebnisse der Phasenanalysen sind erneut im Konzentrationsdreieck nach Pettijohn (1975) dargestellt (vgl. Abb. 5).

Tab. 10. Quantitativer Mineralbestand aus dem Bereich der Kieseligen Übergangsschichten des Eisenbergs (Angaben in Gew.-%)

Probe	Kaolinit	Illit	Chlorit	Quarz	Calcit	Albit
5446.6, a	—	22 %	1 %	36 %	34 %	7 %
5446.7, b	3 %	26 %	1 %	53 %	15 %	2 %
5446.8, c	—	30 %	2 %	33 %	26 %	9 %
5446.9, d	1 %	33 %	—	32 %	24 %	10 %

Aufgrund der Gesteinszusammensetzung handelt es sich um karbonatische Siltsteine. Im Mineralbestand stimmen demnach die Gesteinsbruchstücke aus dem Zechsteinkonglomerat und die Kieseligen Übergangsschichten überein, was zu erwarten war, da Kulmschiefer auch im Bereich der Silberkuhle weit verbreitet sind.

Weiterführende Schwermineraluntersuchungen belegen, daß die goldführenden Sedimente des Eisenbergs als engeres Liefergebiet für das Zechsteinkonglomerat dennoch nicht in Frage kommen.

Tab. 11. Schwermineralverteilung im Bereich des Eisenbergs

Mineral	Ruscheln		pleistozänes Schuttfeld	Bachläufe (Sediment)		
	Meierei	Stollen		W Tiefes Tal	Alte Wiese	Tiefes Tal
Baryt	+++	+++	+	++	+	++
Calcit	-	-	+	++	+	+++
Zirkon	++	++	++	++	++	++
Apatit	+	++	++	++	+++	++
Epidot	-	-	++	+++	+++	+
Titanit	+	++	++	+++	++	+
Turmalin	+	++	+	++	++	+
Granat	-	-	+	++	++	+
Rutil	+	+	++	++	++	+
Staurolith	-	-	-	+	+	+
Zinkblende	-	-	-	+	-	+

+++ = > 20 Korn-% ++ = 20-1 Korn-% + = < 1 Korn-% - = nicht beobachtet

5.3 Die Schwermineralverteilung am Eisenberg

Aus den zuvor erwähnten Ruscheln, dem pleistozänen Schuttfeld sowie aus drei Bachlaufsedimenten des Eisenberger Gebiets wurden goldbegleitende Schwermineralkonzentrate gewonnen und die transparenten Vertreter bestimmt und ausgezählt. Angaben zu optischen Daten und zur Morphologie der Schwerminerale erfolgen für diese Vorkommen nur dann, wenn diese den jeweiligen Mineralen der Silberkuhle nicht entsprechen.

Das mit Abstand häufigste transparente Schwermineral in den **Ruscheln** ist Baryt mit 81 Korn-% (Meierei) bzw. 71 Korn-% (Stollen). Es handelt sich hierbei um idiomorphe, bis zu 2 mm große, tafelige Kristalle, welche auf hydrothermale Bildung zurückzuführen sind. Weitere Schwerminerale der Ruscheln sind mit abnehmender Häufigkeit gut gerundete Vertreter von Zirkon, Apatit und Phosphorit, Titanit, Turmalin und Rutil, wobei im Material des Stollen zusätzlich Hornblende identifiziert werden konnte. Bei diesen Phasen handelt es sich aufgrund der Kornform um mehrfach umgelagerte Komponenten, die aus den benachbarten Kulmsedimenten in die Ruscheln aufgenommen wurden. Der Anteil der Schwerminerale liegt insgesamt bei etwa 0,6 Gew.-%.

Im **pleistozänen Hangschutt** sind mit fallender Häufigkeit Zirkon, Titanit, Turmalin, Apatit und Phosphorit wie auch Epidot als Hauptkomponenten zu nennen. Akzessorisch treten Rutil, Granat und Calcit auf.

Der auf den Ruscheln angetroffene hydrothermale Vertreter Baryt ist zusammen mit Calcit im Hangschutt aber nur mit 2 Korn-% vorhanden. Eine Verdünnung von Ruschelmaterial mit großen Mengen Detritus aus dem oberen Bereich des Hanges ist dafür die Ursache. Der Schwermineralanteil in diesem Material beträgt 1,2 Gew.-%.

Auch im **Bachlauf westlich des Tiefen Tals** und der **Alten Wiese** überwiegen Epidot, Titanit, Apatit, Phosphorit, Hornblende und Zirkon (Tab. 11). Diese Mineral-

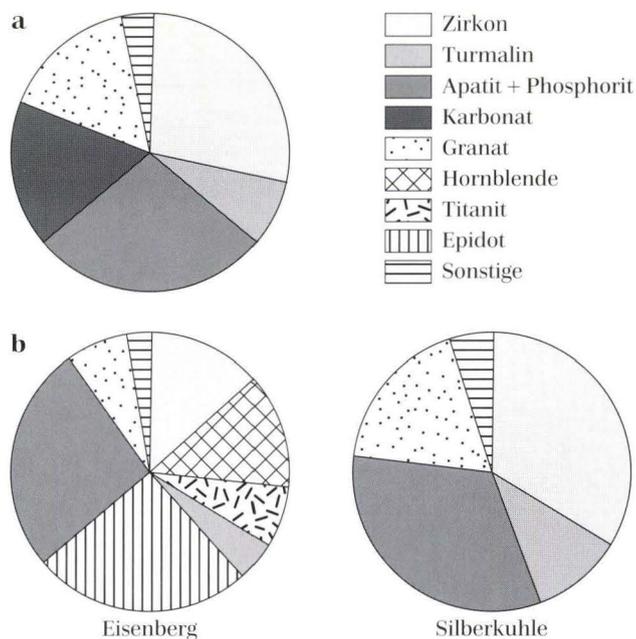
vergesellschaftungen sind nach eigenen Schwermineraluntersuchungen typische Umlagerungsprodukte kolumischer Grauwacken. Karbonat und Baryt sind mit etwa 5 Korn-% am Aufbau des Spektrums beteiligt. Diese können z.B. im Bachlauf des **Tiefen Tales** (Stollenmundloch) das Spektrum überfluten. Zinnober konnte in den aufgeführten Bereichen nicht beobachtet werden. Die Schwerminerale sind mit etwa 1 % in den Bachsedimenten vorhanden.

5.4 Vergleich der Schwermineralspektren Eisenberg / Silberkuhle

Für diese Untersuchung wurde aus dem Bereich des Eisenbergs die Schwermineralassoziaton aus Bachbett-sedimenten des Gebiets der Alten Wiese exemplarisch herangezogen, da hier infolge intensiver fluviatiler Aufarbeitung und Vermischung eine repräsentative Durchschnittszusammensetzung zu erwarten war. Die in Abb. 11b dargestellten Schwermineralzusammensetzungen von Eisenberg und Silberkuhle unterscheiden sich ganz erheblich.

So sind insbesondere Epidot und Titanit am Eisenberg mit 12,4 Korn-% bzw. 3,8 Korn-% vertreten, während diese Komponenten im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle nur sehr untergeordnet existieren. Wenn aber ein Materialtransport vom Eisenberg in nördlicher Richtung auf das Gebiet der Silberkuhle stattgefunden hätte, müssten die den Eisenberg flankierenden Kulmsedimente aus Grauwacken und Tonschiefer mit einbezogen worden sein.

Dadurch hätte das Spektrum der Schwerminerale entsprechend beeinflusst werden müssen und folglich höhere Gehalte an Epidot und Titanit zeigen müssen, zumal besonders diese Silikate durch hohe Transportresistenz gekennzeichnet sind (Boenigk 1983, Milner 1962). Ihr untergeordnetes Auftreten im Bereich der Silberkuhle spricht damit gegen eine Stoffzufuhr vom Eisenberg.



Auffallend ist ferner, daß sich am Eisenberg im Spektrum der Schwerminerale trotz intensiver Untersuchungen kein Zinnober nachweisen läßt. Da dieses Sulfid aber im Bereich der Silberkuhle zu finden ist, spricht dieser Befund ebenfalls gegen eine Detrituszufuhr vom Eisenberg.

Abschließende ergänzende Untersuchungen zum Verlust von Silber während des Transports von Gold zeigen, daß eine Umlagerung von goldführendem Material sowohl aus dem Eisenberger Raum – wie auch aus anderen Gebieten – auszuschließen ist.

Abb. 11a. Durchschnittliche Schwermineralassoziation im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle (in Korn-%).

Abb. 11b. Schwermineralverteilung aus den Bachsedimenten der Alten Wiese (Eisenberg) und dem Zechsteinkonglomerat (Silberkuhle), umgerechnet auf karbonatfreie Basis.

6. Verlust von Silber während des fluviatilen Transports von Gold

Die hohen Silbergehalte im Gold der Silberkuhle stellen ein Argument für die primäre eigenständige Genese dieser Vererzung dar (vgl. S. 27). Umlagerungsvorgänge dieses Metalls sollten sich dagegen wegen der verbreiteten Auslaugungseffekte von Silber aus Gold während des Transports durch entsprechend niedrige Silbergehalte nachweisen lassen (vgl. Craig 1990). Im welchem Umfang Silberverluste auch bei geringen Transportwegen auftreten,

kann durch detaillierte Untersuchungen am Seifengold der Eder bzw. ihrer bedeutendsten Zuflüsse belegt werden. Zu diesem Zweck wurden monomineralische Goldkonzentrate sowohl aus Lockersedimenten der Primärlagerstätte Eisenberg (Kap. 5.1.3) als auch aus Sedimenten von Wasserläufen, welche der Eder zufließen, angereichert und mittels Röntgenfluoreszenzanalyse der jeweilige Silbergehalt quantitativ erfaßt.

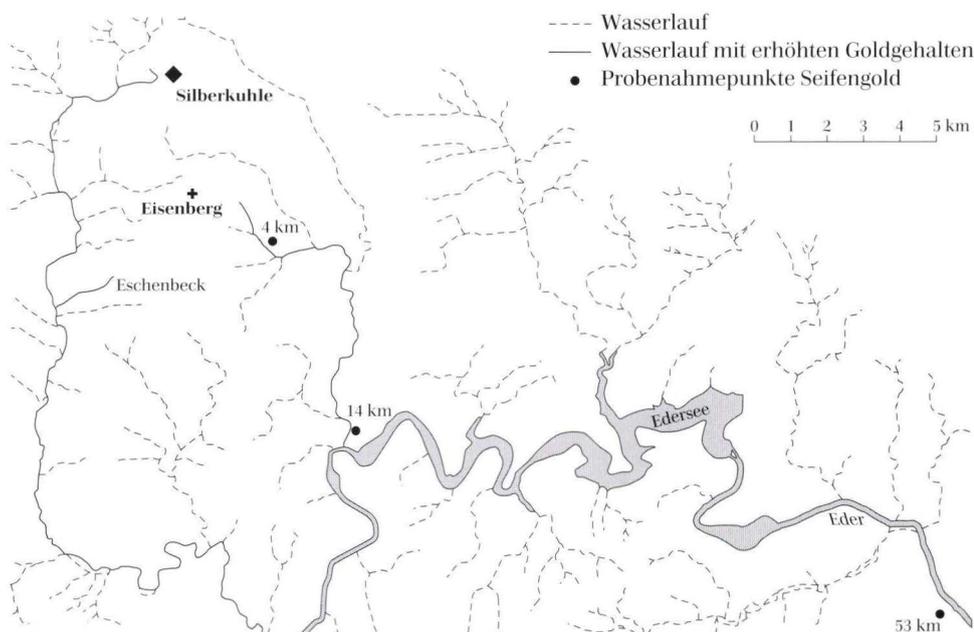


Abb. 12. Die bedeutenden goldführenden Zuflüsse der Eder sowie Probenahmepunkte zur quantitativen Erfassung des Silbers aus Seifengold mit Angabe der Entfernung zum Eisenberg.

Tab. 12. Silbergehalte in Randzonen von Goldpartikeln unterschiedlicher Herkunft

Lokalität	Silbergehalt	Form des Goldes	Entfernung zur Primärlagerstätte
Eisenberg, Ruschel Meierei	4,5 Gew.-%	schwammig-moosförmig	—
Eisenberg, Ruschel Stollen	4,3 Gew.-%	schwammig-moosförmig	—
Eisenberg, pleist. Hangschutt	4,1 Gew.-%	schwammig-moosförmig	—
Bachlauf, Nordenbeck	3,5 Gew.-%	schwammig-moosförmig	4 km
Itter, Herzhausen	3,2 Gew.-%	leicht verdrückt	14 km
Eder, Anraff	2,9 Gew.-%	Blättchen	53 km
Eder, Wega (1)	2,2 Gew.-%	Blättchen	55–60 km
Eder, Wega (2)	2,1 Gew.-%	Blättchen	55–60 km

Nach Beprobungen im Gelände wird der weitaus größte Anteil des Eisenberger Goldes in östlicher Richtung durch entsprechende Zuflüsse über die Itter in die Eder verfrachtet (Abb. 12). Im Gegensatz dazu wird die Aar, welche über die Orke der Eder ebenfalls goldhaltige Sedimente zuführt, nur untergeordnet mit Gold vom Eisenberg versehen, um so mehr aber mit Gold aus weiteren relativ reichen Vorkommen (Eschenbeck, Silberkuhle etc.). Folglich lassen sich in der Aar nur stark vermischte Konzentrate auswaschen, welche für diese Analyse nicht geeignet sind.

Zunächst wurde daher bei einheitlichem Liefergebiet der vom Eisenberg mit Sedimenten versorgte Itterzufluß bzw. die Itter selbst in Abständen von 4 km (Nordenbeck) bzw. 14 km (Herzhausen) beprobt. Weitere Goldkonzentrate konnten nach über 50 km Entfernung im Mittellauf der Eder bei Anraff ausgewaschen werden.

Zusätzlich standen zwei stark goldhaltige Schwerminalsande aus Sammlungen zur Verfügung; diese sind 1872 ebenfalls im Edermittellauf (wahrscheinlich bei Wega) in ca. 60 km Entfernung zum Eisenberg gewonnen worden.

Nach Tab. 12 vermindert sich der Gehalt an Silber von zunächst durchschnittlich 4,3 % Ag bereits nach nur 4 km Transportweg auf 3,5 % Ag, um nach zusätzlichen 10 km mit 3,2 % Ag nur noch recht geringe Verluste auf-

zuweisen. Oberflächennah gewonnene Konzentrate aus Sanden der Eder zeigen Werte von nur 2,9 % Ag nach über 50 km Entfernung. Die Gehalte aus den entferntesten Probenpunkten (Wega) liegen nur noch um 2,1 % Ag bzw. 2,2 % Ag.

Abb. 13 veranschaulicht den ausgeprägten Silberverlust des Goldes unmittelbar nach Verlassen der Primärlagerstätte.

Die nachgewiesenen Auslaugungsprozesse während des fluviatilen Transports setzen bereits im Oxidationsbereich des Eisenbergs selbst ein, wie die Vergleichsuntersuchungen am Primärgold aus den Kieselligen Übergangsschichten und vom Gold in oberflächennahen Ruscheln zeigen (vgl. Kap. 5.1.1 und 5.1.2). Dabei verringert sich der Silbergehalt von ca. 5,9 % auf 4,4 %. Verwitterung in Verbindung mit Erosion und Transport bewirken eine Reduzierung der Silbergehalte im Gold.

Kirchheimer (in Horn et al. 1973) gibt für das Edergold pauschal einen Silbergehalt von 3,8 % Ag an. Da die eigenen Untersuchungen jedoch nur die Silberverteilung an bzw. unmittelbar unterhalb der Oberfläche der Goldkörner berücksichtigen, sind die hier ermittelten Werte für das Gold der Eder mit < 3 % durchaus mit denen Kirchheimers vergleichbar, denn allgemein ist der Kern von Goldpartikeln silberreicher als der ausgelaugte Rand.

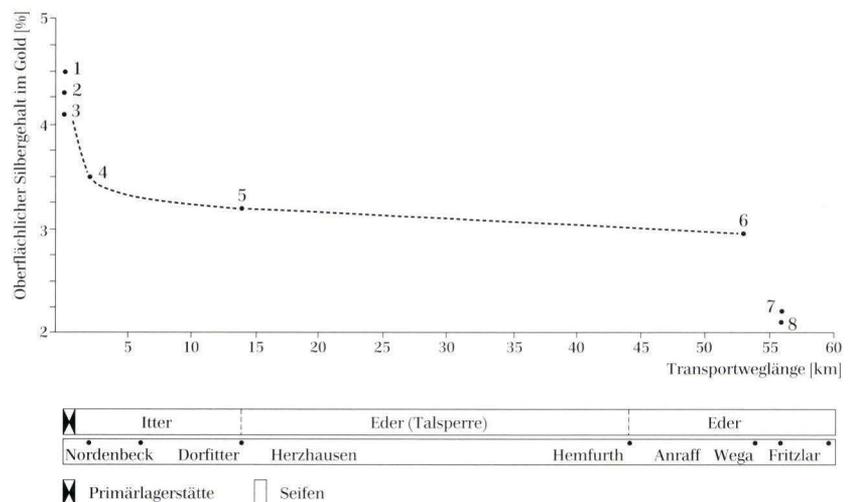
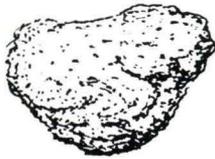


Abb. 13. Verlust von Silber aus Randzonen von Gold in Abhängigkeit von der Länge des Transportweges.



Primärgold,
schwammig-moosförmig



Seifengold,
ausgewalzte Blättchen

Abb. 14. Typische Erscheinungsformen von Primär- und Seifengold (Partikelgröße bis 0,7 mm).

Mit dem Transport ist aber nicht nur ein Silberverlust verbunden. Im Gegensatz zum schwammig-moosförmigen Primärgold ist das Edergold in unterschiedlichen Ausmaßen zu Blättchen ausgewalzt, welche nach eigenen Beobachtungen eine Länge bis zu 0,7 mm erreichen (vgl. Abb. 14). Die Form des Primärgoldes begünstigt sowohl die chemische und mechanische Veränderung des

Metalls, welche während des Transports gekoppelt verlaufen (vgl. Giusti & Smith 1984).

Die aufgeführten Zahlenwerte belegen demnach schon bei einer geringen Transportweglänge von nur 1 km einen zusätzlichen hohen Verlust an Silber. Da die Silberkuhle vom Eisenberg jedoch mehr als 3 km entfernt liegt, das Gold hier aber mit 7,7 % Ag auffallend hohe Silbergehalte hat, kann es sich keinesfalls um Detritus handeln.

Auch liegen die Silbergehalte im Eisenberger Gold bei durchschnittlich 4,3 % Ag (Randzonen) bzw. 5,9 % Ag (Kern); ein Transport über 3 km würde diese Werte auf unter 3,5 % Ag senken. Ebenso ist ein Transport aus weiteren (bislang unbekanntem) Goldvorkommen auszuschließen, da in jedem Fall – auch bei entsprechend höheren primären Silbergehalten – der Silberanteil im Gold schnell reduziert worden wäre. Diese Vorstellung wird durch die eigenen Untersuchungen an Bachsedimenten sämtlicher Zuflüsse der Eder innerhalb des Probenahmegebietes gestützt: Stets hat das Gold aufgrund seiner Farbtönung höchstens 3 % Silber; auch zeigen sämtliche Bachsedimente nur sehr geringe Gehalte an Gold (vgl. Tab. 2 und Tab. 9 sowie Nöggerath 1834).

7. Diskussion

Ziel der Untersuchungsergebnisse ist die Klärung der Genese des Goldvorkommens im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle.

Nach den vorliegenden Resultaten haben die Goldpartikel dieses Gesteins zwar eine ähnliche Morphologie und eine vergleichbare Position im Gesteinsverband wie das Gold am benachbarten Eisenberg, ebenso stimmt die Petrographie der Wirtsgesteine annähernd überein, so daß der gesamte Stoffbestand der Silberkuhle als Detritus vom Eisenberg angesprochen werden könnte.

Trotz dieser Ähnlichkeiten ist aber die Mineralisation der Silberkuhle aus folgenden Gründen als eigenständiges Vorkommen anzusehen:

1. Bei Umlagerungen zu erwartendes Freigold konnte selbst nach Aufbereitung großer Volumina zerkleinerten Konglomerats nicht angetroffen werden. Selbst dort, wo das Konglomerat im Einzugsbereich von Bächen auftritt und durch verwitterungsbedingte mechanische Zerkleinerung eine Freisetzung des Metalls stattfinden sollte, ließ sich kein typisches Seifengold auswaschen. Stattdessen besitzt das Gold aus dem manuell zerkleinerten Konglomerat immer eine filigrane Morphologie, was auf eine primäre Fällung in situ hinweist.
2. Die Silbergehalte im Gold der Silberkuhle sind deutlich höher als am Eisenberg. Bei einer Umlage-

rung vom Eisenberg müßten die Silberanteile des Goldes der Silberkuhle aber bedeutend niedriger liegen, da selbst bei einem Transport über kurze Distanzen Silberverluste nachzuweisen sind. Aufgrund der hohen Silbergehalte kann das Gold im Zechsteinkonglomerat daher nicht als fossile Seife angesehen werden.

3. Zwischen der Schwermineralverteilung der Silberkuhle (Konglomerat) und der aus dem Bereich des Eisenbergs bestehen signifikante Unterschiede. Während die Grauwacken des Eisenbergs deutliche Anteile an Epidot (12,4 Korn-%) und Titanit (3,8 Korn-%) führen, existieren im Zechsteinkonglomerat nur Spuren dieser transportresistenten Minerale. Als Neubildungen sind in den Eisenberger Rutscheln nur Baryte als Schwerminerale zu finden, während innerhalb des Konglomerats für diese Mineralgruppe nur Zinnober als authigene Komponente identifiziert werden konnte. Dieses Sulfid ist allgemein ein Indikator für niedrigthermale Bildungsbedingungen, so daß eine entsprechende Stoffzufuhr im Zechsteinkonglomerat indiziert wird.
4. Ein weiterer Beleg für eine hydrothermale Überprägung des Zechsteinkonglomerats sind Zwickelfüllungen von Kaolinit. Aufgrund der guten Kristalli-

nität dieses Schichtsilikats kann es nicht als Verwitterungsprodukt angesprochen werden, sondern ist ebenfalls primär-hydrothermalen Ursprungs.

Eine hydrothermale Erfassung des Konglomerats ist somit eindeutig nachzuweisen. Mit diesen Prozessen wird auch die Goldzufuhr selber in Zusammenhang gebracht, wobei im Unterschied zum Eisenberg die höheren Silbergehalte des Goldes sowie die Paragenese mit Zinnober die Eigenständigkeit dieser Vererzung unterstreichen.

Das Vorkommen in der Silberkuhle ist demnach eine epigenetisch-hydrothermale Goldmineralisation. Dieser Typus ist nicht ungewöhnlich, vor allem aus archaischen Sedimentfolgen sind solche Vererzungen weltweit bekannt (z.B. Bernasconi 1985).

Die Zufuhr der erwähnten hydrothermalen Lösungen im Bereich der Silberkuhle ist plausibel, liegt doch im untersuchten Gebiet insbesondere bei den paläozoischen Gesteinen eine starke tektonische Überprägung vor. Neben einer Vielzahl von Klüften etc. ist dabei besonders die N-S-verlaufende Störung des Eisenberger Abbruchs deutlich ausgebildet, welche am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges gelegen ist und dieses auf mehreren Kilometern Länge von der angrenzenden Hessischen Senke trennt (vgl. Braun 1974; Kulick et al. 1997). Derartig ausgeprägt angelegte Störungen stellen generell bevorzugte Wegsamkeiten für ascendente Wässer dar.

8. Schlußfolgerungen

Das Gold im Zechsteinkonglomerat der Silberkuhle bei Korbach wurde in bisherigen Überlegungen als Detritus vom nahen Eisenberg bei Goldhausen abgeleitet, wo goldführende Gesteinsserien seit langem bekannt sind.

Bei einer solchen Umlagerung sollte aber im Verwitterungsprofil vorliegendes Freigold mit erodiert worden sein. Diese Phasen lassen sich jedoch im Schwermineralspektrum des Konglomerats nicht nachweisen. Vielmehr treten in diesem Sedimentgestein nur filigrane, transportempfindliche Goldpartikel auf, die in Calciten von Gesteinsbruchstücken nachzuweisen sind; ihre Silbergehalte liegen im Mittel bei 7,7 % Ag und damit deutlich höher als die am Eisenberg (durchschnittlich 4,3 % Ag bei Gold aus Lockersedimenten). Aufgrund dieser Unterschiede wie auch der beim fluviatilen Transport zu beobachtenden Silberverluste an Seifengold ist die Umlagerung von Detritus unwahrscheinlich: so fällt der Silbergehalt im Seifengold des Itterzuflusses nach nur 3 km Transportweg von 4,3 % Ag (Eisenberg, Quellgebiet) auf 3,5 % Ag (nahe Nordenbeck). Entsprechend niedrige Silbergehalte sind in der Silberkuhle bei gleicher Entfernung zum Eisenberg nicht festzustellen.

Hydrothormaler Lösungstransport findet oft im unmittelbaren Anschluß an tektonische Vorgänge statt. Derartige tektonische Prozesse sind für das Untersuchungsgebiet seit dem Perm bekannt, wobei Schwerpunkte in Jura, Kreide und Tertiär liegen. Das bereits erwähnte Barytvorkommen von Dreislar wird z.B. dem Tertiär zugeordnet (Podufal 1977, in Tufar 1979).

Auch wenn eine Datierung der Goldmineralisationen im Bereich der Silberkuhle wie auch am Eisenberg bislang nicht erfolgte, ist nach bisherigem Kenntnisstand eine zeitliche Einordnung als postvariszisch-hydrothermale Vererzung möglich.

Zur Herkunft der hydrothermalen Goldlösungen können nur erste Überlegungen vorgetragen werden. So ist z.B. eine Remobilisierung von Gold aus tiefergelegenen Gesteinsserien denkbar. Stofflieferanten sind möglicherweise auch die lokal goldführenden Pyrite in den Schwarzschiefern des Kulm, welche am Ostrand des Rhenohercynikums weit verbreitet sind. Durch aufsteigende Hydrothermen lassen sich diese Sulfide leicht lösen, so daß nach einem kurzen Transportweg die Metalle bereits in den petrofaziell anders zusammengesetzten Sedimenten der Silberkuhle in neuen Paragenesen wieder gefällt wurden. Zwischen den Bereichen der Mobilisierung und der Wiederausfällung des Goldes liegen voraussichtlich geringe Distanzen.

Für eine eigenständige Goldmineralisation der Silberkuhle spricht neben den relativ hohen Silbergehalten die Paragenese mit Zinnober und gut kristallinem authigenem Kaolinit.

Da die Silberkuhle unmittelbar an der Randstörung Rheinisches Schiefergebirge / Hessische Senke liegt und von stark zerklüftetem Paläozoikum unterlagert ist, gilt aufgrund der günstigen tektonischen Situation ein ascender Lösungstransport als wahrscheinlich. Die Stoffzufuhr selbst ist als postvariszisch einzuordnen.

Das Goldvorkommen „Silberkuhle“ ist demnach als eigenständige ascendente epigenetische Mineralisation einzustufen

Danksagung: Während der im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführten Untersuchungen wurde ich im Sedimentpetrographischen Institut der Universität Göttingen besonders von Frau Dr. A. Heydemann und Herrn Prof. Dr. O. Brockamp unterstützt, nachdem Herr Prof. Dr. H. Harder meinen Vorschlag zur Themenauswahl und -gestaltung akzeptiert hatte.

Frau G. Rauschenbusch, Kirchen/Sieg, genehmigte die Probenahmen im Distriktfeld Eisenberg, stellte mir Präparate und Literatur zur Verfügung und vermittelte bedeutende Kontakte. Hierfür danke ich ihr ganz herzlich.

Herr Dr. J. Kulick †, Korbach, stand mir im Gelände oft hilfreich zur Seite. Aufgrund seiner detaillierten Kenntnisse zur Regionalgeologie habe ich seine Informationen ebenso geschätzt wie seine Hilfsbereitschaft.

9. Schriftenverzeichnis

- Antweiler, J. C. & Campbell, W. L. (1977): Application of gold compositional analyses to mineral exploration in the United States. – *J. Geochem. Expl.*, **8**: 17–29; New York.
- Belendorff, K. (1978): Die Vererzung der Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Korbach. – Unveröff. Ingenieurarbeit; Darmstadt.
- Bernasconi, A. (1985): Archean gold mineralisation in Central Eastern Brasil. – *Mineralium Deposita*, **20**: 277–282; New York.
- Beyschlag, F. & Schriel, W. (1923): Das Gold der Eder. – *Archiv f. Lagerstättenforsch.*, **32**; Berlin.
- Boenigk, W. (1983): Schwermineralanalyse. – Enke Verlag, Stuttgart.
- Boyle, R. W. (1979): The geochemistry of gold and its deposits. – *Geol. Survey of Canada*, 280; Ottawa.
- Braun, E. (1974): Die Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Korbach. – *Glückauf*, **8**: 286–289; Essen.
- Craig, J. R. (1990): Ore textures and paragenetic studies—some modern case studies and sources of comparative data. – In: *Advanced Microscopic Studies of Ore Minerals*. – Mineralogical Association of Canada; Ottawa.
- Dana, J. D. (1946): Dana's Textbook of Mineralogy. – Ausgabe IV, John Wiley & Sons; New York.
- Deneke, E. (1977): Die Petrographie der Kulmgrauwacken des Edergebets. – *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 75–97; Wiesbaden.
- Flehmig, R. & Kurze, R. (1973): Die quantitative infrarotspektroskopische Phasenanalyse von Mineralgemengen. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **119**: 101–112; Stuttgart.
- Giusti, L. & Smith, D.G.W. (1984): An Electron Microprobe Study of Some Alberta Placer Gold. – *Tschermak's Miner. und Petr. Mitt.*, **33**: 187–202; Wien.
- Gmelin (1954): Gmelin's Handbuch der Anorganischen Chemie. – 8. Aufl.; Weinheim.
- Groves, D. I. (1993): The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. – *Mineral. Deposita*, **28**: 366–374; New York.
- Heggemann, H. (1997): *Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4718 Goddelsheim*; Wiesbaden.
- Hein, U. (1985): Die tertiäre Gangmineralisation am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – In: *Postvariszische Gangmineralisation in Mitteleuropa*: 65–77; Wiesbaden (Verlag Chemie).
- Hintze, G. (1904): *Handbuch der Mineralogie*. – De Gruyter; Berlin–Leipzig.
- Horn, M., Kulick, J. & Meischner, D. (1973): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen*; Wiesbaden.
- Jäger, B. (1997): Metallisches Quecksilber in fluvialen Sedimenten der Aar bei Goddelsheim (Nordhessen) – Indikator für mittelalterliche Goldgewinnung? – *Jb. Nass. Ver. Naturk.*, **118**: 111–114; Wiesbaden.
- Kerrich, R. & Feng, R. (1992): Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. – *Earth-Science Reviews*, **32**: 33–60; Amsterdam.
- Kirchheimer, F. (1973): Das Edergold. – In: Horn, M., Kulick, J. & Meischner, D. (1973): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen*: 264–266; Wiesbaden.
- Krausse, H.-F. (1971): *Geologie des Waldecker Landes*. – Waldeckische Landeskunde: 1–45; Korbach (Bing-Verlag).
- Kulick, J. (1968): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 4719 Korbach*: 272 S; Wiesbaden.
- Kulick, J. & Theuerjahr, A.-K. (1983): Mineralisation am Eisenberg bei Goldhausen, 5 km SW Korbach. – *Führer zur GDMB Jahrestagung Warstein 1983*, **20**, 64: 71–88, Clausthal-Zellerfeld.
- Kulick, J., Meisl, S. & Theuerjahr A.-K. (1997): Die Goldlagerstätte des Eisenbergs südwestlich von Korbach. – *Geol. Abh. Hessen*, **102**: 139 S.; Wiesbaden.
- Masling, K. (1911): Die Erzlagerstätten des Fürstenthums Waldeck. – *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, **19**: 361–377; Berlin.
- Martinek, K. P. & Lehrberger, G. (1993): Morphologie und chemische Zusammensetzung von Seifengold aus dem Falkensteinmassiv bei Zwiesel (Bayerischer Wald). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, Vol. 5; Stuttgart (Schweizerbart).
- Matthes, S. (1990): *Mineralogie*. – 3. Aufl.; Heidelberg–Berlin (Springer).
- Mehra, O. P. & Jackson, M. L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrat system buffered with sodium bicarbonate. – *Clays and clay minerals*, **7**: 317–327; Oxford–London–New York–Paris (Pergamon Press.).
- Meischner, D. (1972): *Exkursionsführer Rheinisches Schiefergebirge*. – Göttingen.
- Milner, H. B. (1962): *Sedimentary Petrography, Vol. II*. – George Allen & Unwin Ltd., London.
- Mücke, A. (1989): *Anleitung zur Erzmikroskopie*. – Stuttgart (Enke).
- Müller, G. (1964): *Methoden der Sedimentuntersuchung, Teil I*. – Stuttgart (Schweizerbart).
- Nöggerath, J. (1834): Über das Vorkommen des Goldes in der Eder und in ihrer Umgebung. – *Karsten's u. v. Dechen's Archiv f. Miner.*, **7**: 149–166; Berlin.
- Pettijohn, F. J. (1975): *Sedimentary Petrography*. – 3. Ausgabe, Harper & Brothers; New York.
- Poldervaart, A. (1956): Zircon in rocks. 2. *Igneous Rocks*. – *Americ. J. f. Science*, **254**: 521–554; New Haven, Connecticut, U.S.A.
- Powell, R., Will, M. T. & Phillips, G. N. (1991): Metamorphism in Archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. – *J. metamorphic Geol.*, **9**: 141–150; Malden, Boston, U.S.A.
- Pretorius, D. A. (1975): The depositional environment of the Witwatersrand goldfields; a chronological review of speculations and observations. – *Miner. Sci. Eng.*, **7**: 18–47; London.
- Rauschenbusch, C.Th. & Rauschenbusch, F. (1929): Neue Erfahrungen über Natur und Gewinnbarkeit des Eder-Goldes auf seiner Mutterlagerstätte am Waldecker Eisenberg. – *Zeitschr. f. prakt. Geol.; Halle/Saale*.
- Reimer, T. (1984): Alternative model for the derivation of gold in the Witwatersrand Supergroup. – *J. geol. Soc.*, **141**: 263–272; London.
- Saager, R. (1975): New geochemical observations on the determination of the primary source of the gold in the Witwatersrand deposit, South Africa. – *Fortschr. Mineral.*, **53**: 70; Stuttgart.
- Schneider, H.-J. (1986): Das geochemische Verhalten von Gold während der Lagerstättenbildung. – In: *Edelmetalle: Ex-*

- ration und Gewinnung. VCH-Verlags-gesellschaft; Weinheim.
- Smirnow, S. S. (1954): Die Oxydation sulfidischer Lagerstätten. – Berlin (Akademie-Verlag).
- Stanley, C. J. & Criddle, A. J. (1990): Precious and base metal selenide mineralization at Hope's Nose, Torquay, Devon. – Mineralogical Magazine, **54**: 485–493; London.
- Thomas, A. (1996): Brazilian gold rush. – Mining Magazine: 103–104; Edenbridge, England.
- Tögel, K. (1962): Grundlagen der Präparationstechnik bei der Röntgenfluoreszenzanalyse. – Siemenszeitschrift, **8**: 597–603; München.
- Tröger, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband. – 2. Aufl.: XII + 822 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Trueb, L. F. (1992): Gold. – Verlag Neue Zürcher Zeitung, Zürich.
- Tufar, W. (1979): Die Lagerstätten Meggen und Dreislar. – Exkursionsführer zur 131. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft; Marburg.
- Wedepohl, K. H. (1978): Handbook of Geochemistry, II. – 5; Berlin-Heidelberg-New York. (Springer).
- Weiner, M. & Glas, W. (1983): Gold. – Sonderheft; München.
- Wells, J. H. (1989): Placer Examination. Principles and Practice. – U.S. Department of the Interior, Bureau of Land Management, Phoenix Training Center.
- Zeschke, G. (1964): Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. – Wien (Springer).

Manuskript eingegangen am 13.2.1997, angenommen am 3.9.1997

Mebus A. Geyh & Dietrich Rambow*

Isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern aus dem Buntsandstein Nordhessens

Kurzfassung

Im Zeitraum 1973–1994 wurden in Nordhessen isotopenhydrogeologische Untersuchungen an Wässern aus Brunnen und Quellen ausgeführt. Ganz überwiegend stammen diese Wässer aus dem Mittleren Buntsandstein, dem für die Wasserversorgung dieses Raumes bedeutendsten Grundwasserleiter. Für viele Punkte liegen Wiederholungsmessungen vor, die teilweise einen Zeitraum von 10 Jahren belegen und so Änderungen durch die Entnahme deutlich werden lassen.

Ein sehr auffallendes, unerwartetes Ergebnis ist, daß viele Wässer keine oder nur sehr geringe Tritiumgehalte (unter 4 TU) haben, also kei-

ne oder nur sehr geringe Anteile jungen Wassers enthalten. Dementsprechend liegen häufig auch die ^{14}C -Alter über dem Reservoir-Korrekturwert, die tatsächlichen Wasseralter (Mischwasseralter) sind also erheblich. Es ist daran zu denken, daß Brunnen tiefere Stockwerke innerhalb des Mittleren Buntsandsteins erschließen, die nicht oder wenig am aktuellen Wasserkreislauf beteiligt sind. Das bedeutet, daß bei durch Entnahmen ungestörten Verhältnissen das junge, neu gebildete Grundwasser auf der Grundwasseroberfläche bzw. nahe dieser Fläche abfließt und der darunter liegende Grundwasserraum nicht oder nur

sehr gering am Grundwasserumsatz beteiligt ist.

Die höchsten Wasseralter hatten erwartungsgemäß Wässer aus Brunnen die aus der Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins im Bereich der Niederhessischen Tertiär-Senke fördern. Hier ist der Mittlere Buntsandstein durch abdichtende Schichten des Oberen Buntsandsteins (Röt) und/oder tertiäre Sedimente bedeckt, so daß keine, oder nur eine sehr geringe Grundwasserneubildung stattfindet. Auch muß bei diesen Gebieten mit sehr geringer Grundwasserbewegung gerechnet werden.

Abstract

An isotope hydrological study on spring water and groundwater was carried out in northern Hesse from 1973 to 1994. Most samples were taken from the Bunter Sandstone Aquifer, which contains the most important water resources in this region. Analyses were made on samples from a number of wells for as long as ten years in order to monitor changes in the isotope composition due to water abstraction.

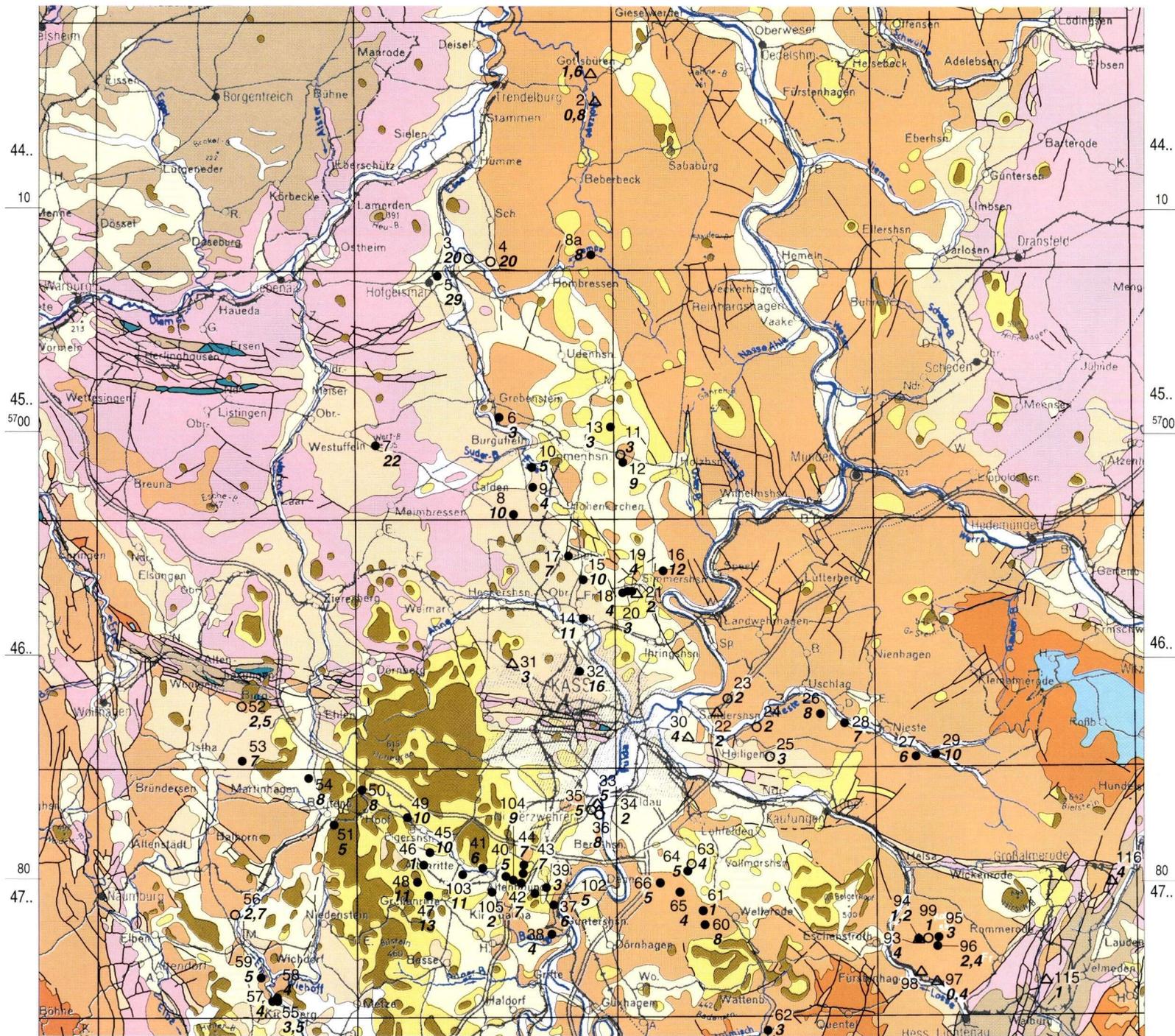
An unexpected but important result was that many of the samples

did not contain bomb tritium (detection limit of about 2 TU). This means they contained little or no groundwater recharged after 1963. This is in agreement with the relatively high true water ages calculated from the conventional ^{14}C ages for TDIC (total dissolved inorganic carbon) minus reservoir correction. This can be explained as follows: The groundwater is abstracted mainly from the deeper aquifers of the middle Bunter Sandstone and little or no water from these levels

enters the present groundwater cycle.

The highest water ages were observed for wells producing from the Solling Formation of the middle Bunter Sandstone in the area of the Tertiary Lower Hesse Depression, where the aquifer is confined by the Upper Bunter Sandstone (Röt) and Tertiary sediments. Hence, groundwater recharge is prevented and the groundwater movement is slow.

* Prof. Dr. M. A. Geyh, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 30665 Hannover; Dr. D. Rambow, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden



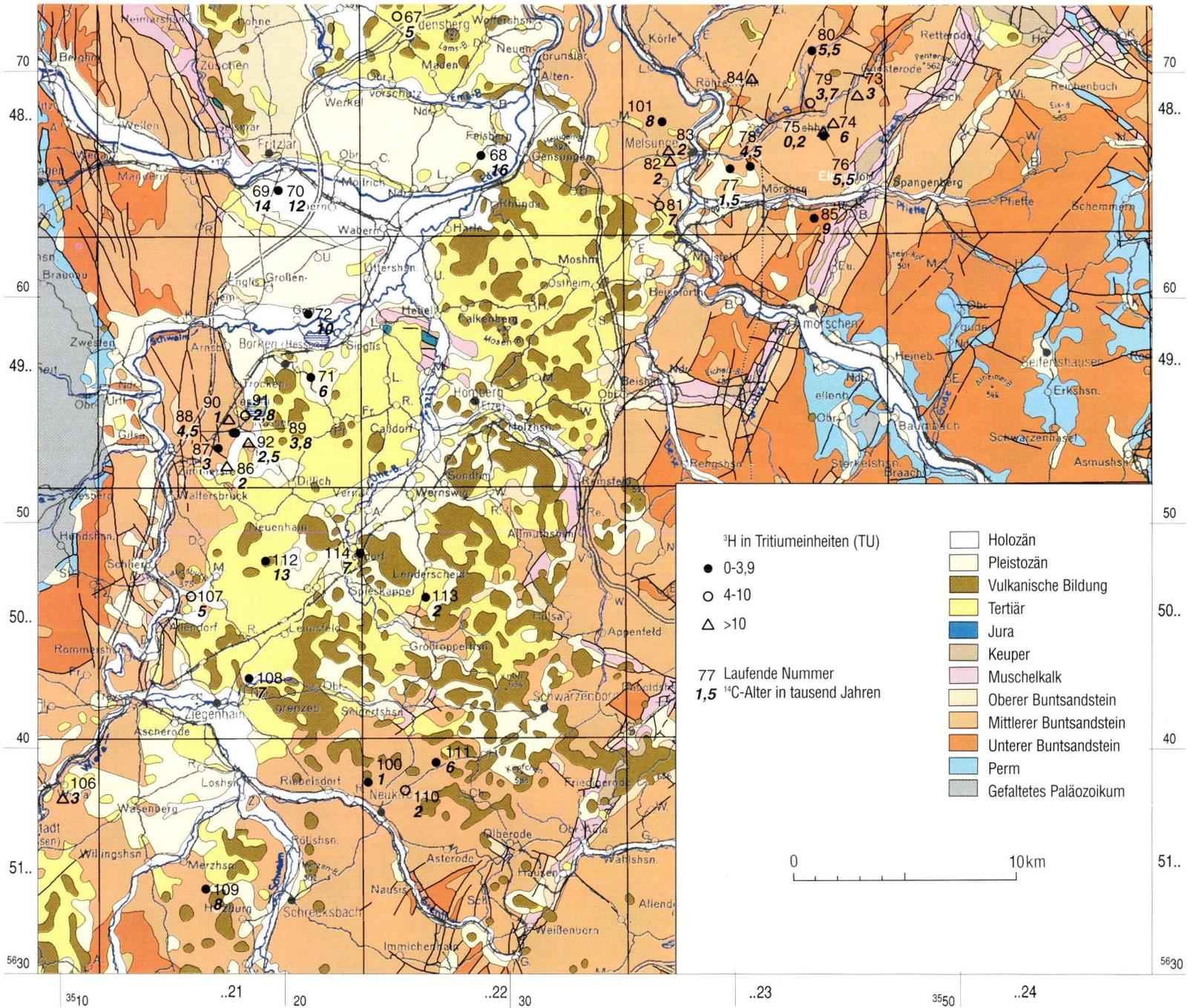


Abb. 1. Lage der Entnahmestellen isotopenhydrologischer Proben in Nordhessen, ^3H -Werte und ^{14}C -Wasseralter.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	46
2. Problemstellung	46
3. Tritium-Ergebnisse	47
3.1 Methodische Grundlage	47
3.2 Regionale Ergebnisse	48
4. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte	49
4.1 Methodische Grundlage	49
4.2 Regionale Ergebnisse	50
5. ^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte	50
5.1 Methodische Grundlage	50
5.2 Regionale Ergebnisse	52
5.2.1 Gebiet nördlich des Kassler Grabens	52
5.2.1.1 Teilgebiet westlich der Fulda/Weser (Reinhardswald im weiteren Sinn)	52
5.2.1.2 Teilgebiet östlich der Fulda - Mittlerer Buntsandstein ohne Röt-Überdeckung	53
5.2.2 Gebiet südlich des Kasseler Grabens	53
5.2.2.1 Teilbereich östlich der Niederhessischen Tertiär-Senke	53
5.2.2.2 Teilbereich der Niederhessischen Tertiär-Senke	54
5.2.2.3 Unbedeckter Mittlerer Buntsandstein westlich der Niederhessischen Senke	54
6. Zusammenfassende hydrogeologische Beurteilung	55
7. Schriftenverzeichnis	56
8. Anhang	57

1. Einleitung

Von 116 Probenahmestellen in Nordhessen (Abb. 1), überwiegend Brunnen und einige Quellen, liegen aus dem Zeitraum 1973–1994 Ergebnisse hydrochemischer und isotopehydrologischer Analysen (Tab. 1) vor. Eine größere Anzahl von Entnahmestellen wurde mehrmals beprobt, so daß Zeitreihen z.B. für Förderbrunnen für die Jahre 1973, 1975, 1982, 1990, 1992 und 1994 ausgewertet werden können. Mit Ausnahme der Proben Nr. 85 (z), 109 (su) und 114 (t) stammten alle untersuchten Grundwässer aus dem Mittleren Buntsandstein.

Diese Arbeit ist als Beweissicherung gedacht, mit der die klassischen hydrogeologischen Vorstellungen mit einem neuen, inzwischen etablierten, modernen Instrumentarium auf den Prüfstand gestellt werden und andererseits um Daten zu dokumentieren, die in späteren Jahren als Basis für Veränderungsuntersuchungen dienen können. Diese Arbeit wendet die isotopehydrologischen Techniken an, will sie aber nicht weiterentwickeln.

2. Problemstellung

In der weiteren Umgebung von Kassel sind die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins ein ergiebiger und daher stark genutzter Grundwasserleiter. Die im Mittleren Buntsandstein gebauten Brunnen sind in der Mehrzahl zwischen 100 und 200 m tief, maximal bis 360 m (Brunnen Söhrewald 2 – Nr. 61). Die meisten Brunnen erfassen eine Folge des Mittleren Buntsandsteins, die anderen mehrere Folgen. Die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins sind teils nur wenig überdeckt, so daß

eine hohe Grundwasserneubildung hydrogeologisch erwartet wird (Reinhardswald, Kaufunger Wald, Söhre, die Gebiete um Melsungen und Borken-Haarhausen). Es kommen aber auch Gebiete vor, in denen die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins unter den nur sehr gering durchlässigen (praktisch undurchlässigen) Ton-Schluffsteinen des Röt (Oberer Buntsandstein) bzw. unter wenig durchlässigen Sedimenten des Tertiärs liegen.

Im Gebiet nördlich des Kasseler Grabens (Zierenberger Scholle) wird in den durch Röt bedeckten Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins häufig stark kohlenstoffhaltiges Mineralwasser, entsprechend der früheren Mineralwasserdefinition nach den Nauheimer Beschlüssen von 1911, angetroffen (Ca-Mg-HCO₃ bis Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Wasser). Bei Zierenberg-Oberelsungen liegt die einzige hessische Mofette, gewissermaßen als Extrem eines solchen Mineralwassers (Rambow 1977). Südlich des Kasseler Grabens kann bei Röt- bzw. auch bei Tertiär- und Röt-Bedeckung das aus den Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins geförderte Wasser noch als Trinkwasser genutzt werden, obwohl es eine hohe Karbonat- und Sulfathärte hat.

3. Tritium-Ergebnisse

3.1 Methodische Grundlage

Das Isotop Tritium (Halbwertszeit 12,43 Jahre) hat in der angewandten Hydrogeologie große Bedeutung erlangt, seitdem es in den Niederschlägen als Folge der Atombombenversuche weit über dem natürlichen Pegel liegend, vorkommt. Das atomare Häufigkeitsverhältnis zum stabilen Wasserstoff wird in Tritium-Einheiten (TU oder TE) angegeben. Eine Tritium-Einheit entspricht einem Tritium-Atom auf 10¹⁸ Wasserstoffatome.

Der Tritium-Wert der Niederschläge lag vor 1950 bei einigen TU. Er erreichte als Folge der Kernwaffenversuche 1964 in Mitteleuropa mit etwa 1400 TU ein Maximum. Danach fiel er bis 1972 exponentiell auf nahezu 100 TU und weiter bis 1994 fast linear auf etwa 15 TU (Abb. 2). Dieser Vorgang ist einem globalen Markierungsversuch der Hydrosphäre vergleichbar. Er ermöglicht einen sicheren qualitativen Nachweis von nach 1950 versickerten Niederschlägen, in Ausnahmefällen auch deren quantitative Erfassung. Dazu müssen allerdings die Tritium-Eintragskurven des Niederschlags vom Untersuchungsgebiet bekannt sein, weil sie sich von Gebiet zu Gebiet unterscheiden. Verschiedene physikalische Effekte sind dafür verantwortlich (Hebert 1990). Von Nordhessen ist die Tritium-Eintragskurve nicht bekannt, sie kann aber aus denen benachbarter Gebiete extrapoliert werden. In dieser Arbeit wurde darauf verzichtet, diese zu bestimmen, da die lokalen Unterschiede bei den gefundenen niedrigen ³H-Werten gegenüber der mitteleuropäischen Kurve vernachlässigbar sind. Aus Abb. 2 ist zu entnehmen, daß Tritium-Bestimmungen bis Mitte der siebziger Jahre altersmäßig genauer zuzuordnen sind als die der achtziger und neunziger Jahre. Die Abnahme der Tritium-Werte in der Hydrosphäre, also im Niederschlag, macht die hydro-

Es sollte untersucht werden, ob in den in Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins fließenden Grundwässern Altersunterschiede bestehen:

- a) zwischen dem nicht vom Röt bedeckten Mittleren Buntsandstein und dem vom Röt bedeckten Mittleren Buntsandstein,
- b) innerhalb des Mittleren Buntsandsteins bei unterschiedlichen Brunntiefen bzw. unterschiedlichen Folgen (Stockwerksgliederung). Ferner war zu klären,
- c) inwieweit regionale Altersdifferenzierungen vorhanden sind und
- d) ob die Förderung zu einer Veränderung des „¹⁴C-Wasseralters“ führt.

geologische Deutung zunehmend unsicherer. Abgesehen davon entspricht ein Tritium-Wert quasi immer zwei Jahreszahlen, nämlich einer im Anstieg und einer im Abfall der Tritium-Eintragskurve. Dieser Nachteil verschwindet, wenn Zeitreihen vorliegen. Ungeachtet dieser Schwierigkeit ist der Nachweis von Tritium in einer Probe immer ein sicheres Indiz, daß sie nach 1963 neugebildet worden ist oder solches Grundwasser enthält.

Die neue und überraschende Erkenntnis der ³H-Untersuchungen in Nordhessen ist, daß die untersuchten Grundwässer ganz überwiegend Tritium-Werte unter 10 TU hatten, also relativ alt sind oder nur anteilmäßig rezente Sickerwässer enthielten. Dies war zwar für die Grundwässer aus dem mit Röt überlagerten Gebiet erwartet worden, nicht aber für solche aus dem Gebiet des

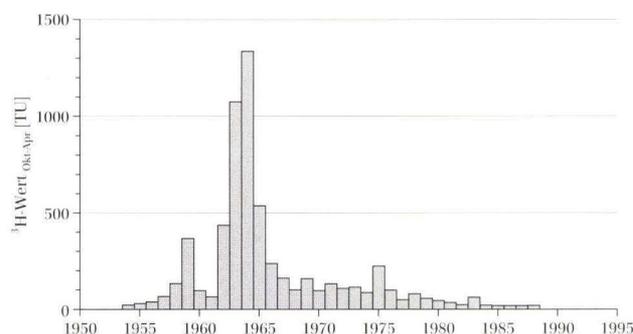


Abb. 2. ³H-Eintragskurve mitteleuropäischer Niederschläge: der Tritium-Gipfel Ende 1959 fällt mit der Kulmination der Atombombenversuche zusammen, der folgende 1963/1964 mit den Höhepunkt und Ende der Experimente mit Fusionsbomben. Der kleine Gipfel 1975 kam durch einen chinesischen Atombombenversuch zustande.

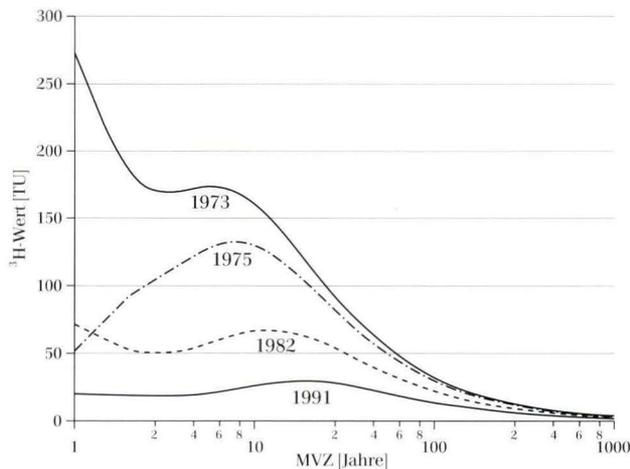


Abb. 3. Nach dem Exponentialmodell mit der mitteleuropäischen Tritium-Eintragskurve der Niederschläge berechnete ^3H -Werte in Abhängigkeit von der mittleren Verweilzeit (MVZ) für Proben, die in den Jahren 1973, 1975, 1982 und 1991 entnommen worden sind. Wässer aus dem Jahr 1990, die weniger als 15 TU haben, sollen MVZ um 400 Jahre haben!

nicht überdeckten Mittleren Buntsandsteins.

Eine einfache Anwendung der Tritium-Eintragskurve ist nur in seltenen Fällen möglich, wenn nämlich das neugebildete Grundwasser einen geschlossenen Grundwasserleiter ohne Vermischung durchfließt. Dieser Vorgang gleicht der Wanderung eines Kolbens durch einen Zylinder, weswegen die Umdeutung der Tritium-Werte in Alter dann nach dem sog. „Kolbenfluß-Modell“ (piston flow model) erfolgt. In offenen Grundwasserleitern, speziell Kluftgrundwasserleitern, mit flächenhafter Grundwasserneubildung kommt es zu Vermischungen von in unterschiedlicher Entfernung von Entnahmeort neugebildeten und von in verschiedenen weiten Klüften unterschiedlich schnell fließenden und damit unterschiedlich alten Grundwässern. Deren ^3H -Werte werden in einfachen Fällen durch das Exponentialmodell beschrieben, das anstelle des Alters die mittlere Verweilzeit (MVZ) liefert. Sie ist das Verhältnis aus Gesamtwasservolumen des Grundwassersystems und jährlicher Umsatzrate. In unserem Untersuchungsgebiet wurde keine Probe gefunden, deren Zeitreihen hätten mit einem der beiden Modelle erklärt werden können. Mithin liegen komplizierte Mischungen vor, also z.B. zwischen jungem und altem Grundwasser mit und ohne Tritium. Eine sichere quantitative Deutung der ^3H -Werte ist in solchen Fällen nicht möglich.

Wenn die Tritium-Werte nach dem Exponentialmodell hätten umgerechnet (Richter 1994) werden dürfen, lägen die mittleren Verweilzeiten vieler der untersuchten Grundwässer bei mehreren Jahrhunderten. Die Zusicckerungsraten von jungem Regenwasser zum Gesamtreservoir im Grundwasserleiter liegen danach zwi-

schen 1–0,25 %. Mit anderen Worten: der natürliche Grundwasserumsatz erfolgt sehr langsam. Die Brunnen befinden sich weit entfernt von den Einzugsgebieten, oder aber das neugebildete „junge“ Grundwasser fließt gewissermaßen als dünne Haut auf der freien Grundwasser Oberfläche ab, während die Brunnen überwiegend „älteres“ Wasser pumpen (Geyh & Köhle 1989).

Abb. 3 macht deutlich, daß die Tritium-Werte um so höher und damit aussagekräftiger sind, je früher die Proben entnommen worden sind. Allerdings liefern die ^3H -Werte der Wässer aus den siebziger Jahren immer zwei mittlere Verweilzeiten, unter denen nur mit Hilfe von Zeitreihenanalysen, zusätzlicher hydrogeologischer oder anderer Überlegungen entschieden werden kann.

3.2 Regionale Ergebnisse

Die Proben Trendelburg 1 und 2 im Reinhardswald (12–15 TU; Nr. 1 und 2), Immenhausen (< 1,4–8 TU; Nr. 11, 12, 13), Niestetal 1–4, Gemeinde (< 1,8–11 TU; Nr. 22, 23, 24, 25), Baunatal 6 (Rengershausen neu) (< 2,5 TU – Nr. 37), Baunatal 7 (Guntershausen) (2 TU – Nr. 38) und Kirchberg Brunnen 1 (< 2,3 TU – Nr. 57) sind repräsentativ für das oben beschriebene Szenario. Selbst ergiebige Quellen mit Schüttungen bis zu 50 l/s wie Kressenbrunnen, Grebenstein (Nr. 6) und Kirchberg (Nr. 55) hatten niedrige Tritium-Werte um 3,5 TU bzw. < 2,4 TU. Diese Beobachtung widerspricht bisherigen hydrogeologischen Vorstellungen und läßt sich noch nicht befriedigend erklären. Da die Ergebnisse von Wiederholungsmessungen innerhalb methodisch vorgegebener Grenzen übereinstimmen, sind Probenahme- und Meßfehler auszuschließen.

Die ebenfalls niedrigen ^3H -Werte der Proben vom Brunnen Simmershausen 1 (Nr. 21) am Südrand des Reinhardswaldes sind anomal und können nicht allein mit einer langsamen Grundwasserneubildung erklärt werden. Sie lagen 1973 unter der Nachweisgrenze (bei < 1,3 TU), stiegen 1982 auf 14 und 1992 auf 12 TU an. Nach Abb. 3 kann ein solcher Trend nicht mit dem Exponentialmodell nachvollzogen werden. Gegen eine Probenverwechslung spricht, daß dieses Verhalten auch bei den Brunnen Niestetal 1 und 2 (Nr. 22 und 23), dem Brunnen Tränkeweg 1 (Nr. 33) und den Brunnen Lohfelden 1–3 (Nr. 63, 64 und 65) beobachtet worden ist. Der Grund kann nur in der Grundwasserentnahme und damit der Mobilisierung jungen Grundwassers bzw. der Abnahme der alten Grundwasserressourcen gesucht werden. Wenn auch keine Zeitreihen vorliegen, so ist dies auch bei den Wässern aus den Brunnen Haarhausen (Borken, Gruppenwasserwerk Fritzlar-Homburg; Nr. 86–92) am Westrand der Niederhessischen Tertiärsenke anzunehmen, deren Tritium-Werte von unterhalb

der Nachweisgrenze bis 23 TU reichen. Neben Grundwässern, die nur wenige Jahre alt sind (10–20 TU), werden auch sehr alte (< 2 TU) gepumpt. Das Gebiet Haarhausen ist wegen der außerordentlich großen Entnahmen durch den Bergbau, der bis 1980 aktiv war, allerdings ein Sonderfall (Rambow 1986).

Im Schadensgebiet Hirschhagen (Hessisch Lichtenau; TK 25 4724 Großalmerode) liegt eine deutliche Stockwerksgliederung vor. Während Brunnen Rohrbach I (Nr. 93) aus dem tieferen Stockwerk (smV + smD) fördert und entsprechend einen sehr geringen ^3H -Wert hatte (vergleichbar Brunnen Helsaer Tor (Nr. 95), sind in anderen Brunnen (z.B. Nr. 94, Brunnen Rohrbach II, aber auch IVG Br. 1 und 3, Nr. 97–98) höhere Werte gefunden worden, die auf einen Anteil jüngeren Wassers hinweisen.

Proben mit Tritium-Werten um und über 40 TU stammten aus den siebziger Jahren oder enthalten wesentliche Anteile aus dieser Zeit. Beispiele liefern der Brunnen Kassel Harleshausen (Nr. 31) und die Brunnen Tränkeweg 2 und 3 (Nr. 34 und 35). Bei ersteren mag der Brunnenausbau defekt sein, weil die ^3H -Werte rein hydrogeologisch nicht deutbar sind. Bei den Brunnen Tränkeweg wird ein hydraulischer Kontakt zwischen dem Mittleren Buntsandstein und den quartären Kiesen der Flußaue angenommen; ein Einfluß von Uferfiltrat der Fulda kann nicht ausgeschlossen werden. Die Rezentwasseranteile im Brunnen Tränkeweg 2 (40–64 TU) lassen sich ebenfalls nicht durch natürliche Grundwasserneubildung nach dem Exponentialmodell erklären. Wenn man annimmt – was sicher nicht zutrifft –, daß das Wasser in den quartären Kiesen quasi den Tritium-Wert des Regenwassers hatte, berechnen sich Mischanteile an rezentem Wasser von 15, 100, 70 % ? bzw. für 1973, 1975, 1976 und 1982. Diese Schwankungen weisen auf starke hydrodynamische Störungen durch die Grundwasserentnahmen hin und zeichnen sich in der Abnahme des ^{14}C -Wasseralters von 4600 auf rund 2100 Jahre innerhalb von 9 Jahren ab.

Die 1973 nahe beieinander liegenden und 1982 stark differierenden ^{14}C -Werte der nur 300 m entfernt stehenden Brunnen Tränkeweg 3 und 4 (Nr. 35 und 36) bestätigen die komplizierten hydraulischen Verhältnisse im

Festgestein.

Hohe ^3H -Werte hatten auch einige Brunnen der Stadt Melsungen (Nr. 73–75, 79, 82–84 mit 10–26 TU), die aus dem weniger tiefen Grundwasserkörper pumpen. Er nimmt offensichtlich im stärkeren Umfange am aktuellen Wasserumsatz teil.

Erwartungsgemäß hatten die Brunnenwässer in Gebieten mit mächtiger Röt-Überdeckung sehr geringe ^3H -Werte (z.B. Baunatal 1–4, Nr. 45–48; Elgershausen – Nr. 49; Hoof – Nr. 50; Breitenbach – Nr. 51; Ehlen III – Nr. 54; Gudensberg – Nr. 67; Felsberg – Nr. 68; Fritzlar-Flugplatz – Nr. 69 und 70; Borken Stadt – Nr. 71 und Gombeth – Nr. 72). Diese geringen ^3H -Werte sind erwartet worden, nicht dagegen die gleichfalls sehr geringen ^3H -Werte der Brunnen ohne Röt- und/oder Tertiär-Überdeckung. Sie bedürfen einer gesonderten Erklärung.

Grundsätzlich sind fünf Modelle denkbar:

1. Im Buntsandstein ist eine Stockwerksgliederung vorhanden und die Brunnen nutzen überwiegend tiefere Stockwerke, die nur langfristig am Wasserkreislauf teilnehmen.
2. Das junge „rezente“, neu gebildete Grundwasser fließt quasi auf der Grundwasseroberfläche ab, ohne daß es zu einer Durchmischung mit dem älteren Grundwasser kommt (Geyh & Köhle 1989).
3. Die Grundwasserneubildung ist wesentlich kleiner als bisher angenommen. Dagegen sprechen die Betriebserfahrungen der meisten Wasserwerke.
4. Das versickernde Regenwasser benötigt in der ungesättigten Zone sehr lange Zeit, bevor es die gesättigte Zone erreicht und zu Grundwasser wird.
5. Im Gebirge bilden Klüfte große Speicher (hohes Hohlraumvolumen), die höhere mittlere Verweilzeiten des Grundwassers bedingen. Bei einem 320 m tief erschlossenen Grundwasserleiter, einer mittleren Verweilzeit von über 400 Jahren und einer Neubildungsrate von 200 mm/a würde dies ein durchschnittliches Klüftvolumen von 25 % verlangen (!), was auszuschließen ist.

Nach der Besprechung der ^{14}C -Werte wird auf diese Modelle zurückzukommen sein.

4. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte

4.1 Methodische Grundlage

Die Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs mit den stabilen Isotopen ^{16}O und ^{18}O spiegelt sich in isotopisch unterschiedlich schweren Wassermolekülen wider, von denen $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$, $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ und $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ mit den Atommassen 18, 19 und zweimal 20 die häufigsten sind.

Diese verschiedenen schweren Wassermoleküle haben unterschiedliche Dampfdrücke, die bei Phasenübergängen (Verdunstung, Kondensation, Sublimation) zu einer Anreicherung der isotopisch leichteren Moleküle in der flüchtigen Phase führen. Dieser Vorgang, als Isotopen-

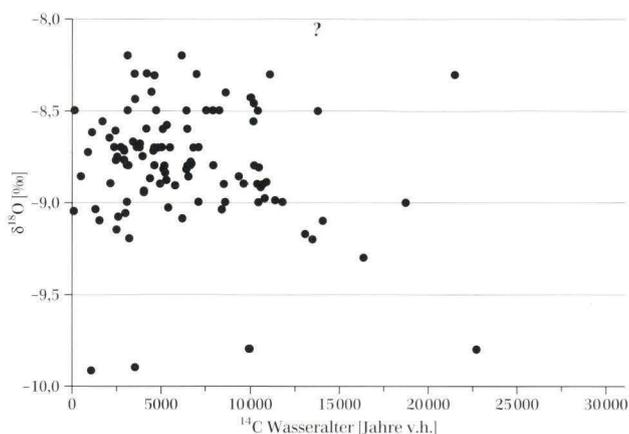


Abb. 4. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufgetragen über den ^{14}C -Wasseralters der Grundwässer aus Nordhessen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der holozänen Grundwässer sind weniger negativ als die der pleistozänen. Die zwei von diesem Trend abweichenden Ergebnisse gehören höchstwahrscheinlich zu vertauschten Proben. Die vergleichsweise große Streuung mag eine Folge des Höheneffekt sein.

fraktionierung bezeichnet, ist temperaturabhängig und erklärt den Jahresgang der Isotopenzusammensetzung der Niederschläge. Das Regenwasser des Sommers ist demzufolge isotopisch schwerer als das des Winters. Entsprechend verhält es sich mit während Warm- und Kaltzeiten neugebildetem Grundwasser.

Das Häufigkeitsverhältnis R der Sauerstoffisotope wird aus meßtechnischen Gründen nicht absolut bestimmt. Gebräuchlich ist es, die Isotopenzusammensetzung auf den internationalen VSMOW-Standard (Vienna-Standard Mean Ocean Water; Gonfiantini 1978) zu beziehen und als Delta-Wert in Promille anzugeben. Für Sauerstoff gilt

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}}$$

Nach Definition hat Meerwasser $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 0. Die meisten Süßwässer haben negative Werte. Im Untersuchungsgebiet werden für holozäne Grundwässer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen $-8,15$ bis $-9,20$ ‰ gefunden (Abb. 4). Die pleistozänen sind um bis $1,5$ ‰ isotopisch leichter ($\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $-11,0$ ‰ anstelle von $-9,2$ ‰).

Physikalische Prozesse sorgen für weitere Unterschiede. Der Einfluß des Kontinentaleffektes ist auszuschließen, weil das Untersuchungsgebiet zu klein ist.

5. ^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte

5.1 Methodische Grundlage

Für die ^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Bestimmungen wird die im Grundwasser gelöste freie und gebundene Kohlensäure (TDIC - total dissolved inorganic carbon compounds)

Auf dem Weg über den Kontinent verlieren die Wolken nämlich bei Niederschlag bevorzugt schwere Wassermoleküle, weswegen die Delta-Werte landeinwärts abnehmen. Die schon besprochene Temperaturabhängigkeit führt zu dem Höheneffekt. Da die Lufttemperatur zur Höhe hin abnimmt, sinken auch die Delta-Werte der Niederschläge. Für $\delta^{18}\text{O}$ werden Gradienten von $-0,15$ bis $-0,40$, im Mittel von $-0,25$ ‰ pro 100 m gefunden (Gat & Gonfiantini 1981). In Nordhessen mit Höhenunterschieden der Einzugsgebiete von bis zu 400 m sind entsprechend Unterschiede der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis 1 ‰ zu erwarten.

Da die Proben meist aus Brunnen entnommen sind, Brunnen aber ein schwer beschreibbares unterirdisches Einzugsgebiet mit unterschiedlichen Höhenlagen haben, steckt in vielen Proben eine Summe verschiedener Höhenlagen. Trotzdem deutet sich der Höheneffekt im Vergleich einzelner Brunnengruppen an:

Unteres Niestetal (22, 23, 24, 25, 26, 28) etwa $-8,7$ ‰,

Oberes Niestetal (27. und 29) $-9,0$ bis $-9,1$ ‰,

Lohfelden-Söhrewald (60, 61, 63, 64, 65, 66) $-8,6$ bis $-8,9$ ‰,

Hirschhagen (93, 94, 95, 96, 99) $-9,0$ bis $-9,15$ ‰,

auch in Melsungen haben die weiter östlich gelegenen Brunnen (73, 74, 75, 76, 79, 80) Werte um $-9,0$ bis $-9,2$ ‰ $\delta^{18}\text{O}$, gegenüber den westlicheren (nahe Fuldatal) mit meist $-8,8$ bis $-8,9$ ‰.

4.2 Regionale Ergebnisse

Die Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte spiegeln Mischungen von holozänem (isotopisch schwerem) und pleistozänem (isotopisch leichtem) Grundwasser wider (Abb. 4). Der Höheneffekt erklärt die breite Streuung der Werte. Ein Ergebnis fällt aus dem Rahmen, nämlich das der Probe von der Quelle Kressenbrunnen 1982 (Nr. 6). Es ist anzunehmen, daß es sich hier um eine Verwechslung der Probe handelt, da die Probe 1992 einen deutlich anderen Wert lieferte. Es zeigt sich aber, daß die Grundwässer mit Altern über 14000 ^{14}C -Jahren isotopisch leichter sind. Da in der Abb. 4 keine „Stufe“ oder Lücke vorhanden ist, die die Unterbrechung der Grundwasserneubildung während des Hochglazials widerspiegelt, sind die meisten Proben Mischungen zwischen holozänem und pleistozänem Grundwasser gewesen.

verwendet. Sie stammt nach der im Grundsatz bestätigten Münnich'schen (1957, 1968) Modellvorstellung zur Altersbestimmung von Grundwässern zu einem Teil

vom biogenen CO₂ der Bodenluft und zum anderen von quasi „fossilem“ Bodenkalk. Ersteres hat einen ¹⁴C-Wert von definitionsgemäß 100 pMC (percent Modern Carbon) und letzterer einen von 0–20 pMC. In Abhängigkeit von der Karbonatwasserhärte wird der sog. ¹⁴C-Anfangswert der im rezenten Grundwasser enthaltenen TDIC dann zwischen 55–100 pMC liegen. Entsprechend sind die ¹⁴C-Wasseralter um bis 4200 Jahre größer als die tatsächlichen.

Da eine Abhängigkeit von der Geologie des Einzugsgebietes besteht (Geyh 1972, 1992), ist eine empirische Abschätzung angebracht. Der ¹⁴C-Anfangswert ergibt sich aus der Auftragung der ¹⁴C- über den ³H-Werten (Abb. 5). Gerade noch Tritium-freie Proben sollen den ¹⁴C-Anfangswert haben. Die Darstellung liefert zwei Angaben bei 83 und 74 pMC, vermutlich für zwei geologisch unterschiedliche Einzugsgebiete. Ihnen entsprechen Reservoir-Korrekturwerte der ¹⁴C-Wasseralter von -1500 und -2420 Jahren. Die tatsächlichen Alter der Grundwässer, die ¹⁴C-Werte größer als 74 pMC lieferten, sind also jünger als wenige Jahrhunderte.

Die Münnich'sche Modellvorstellung erlaubt aber noch eine andere Betrachtung, nämlich die der stabilen Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung. Sie wird analog zum δ¹⁸O-Wert als δ¹³C-Wert angegeben. Biogenes Kohlendioxid im Oberboden hat Werte um -23 ‰, der Bodenkalk in den tieferen Schichten Werte zwischen -2 und +2 ‰. Daraus folgt für chemisch „ausgereiftes Grundwasser“ im Kohlensäure/Kalkgleichgewicht ein Wertebereich zwischen -14 und -10 ‰. Abb. 6 zeigt den Trend der isotopischen „Reifung“ bei der Einstellung des Kohlensäure/Kalkgleichgewichts (Geyh & Michel 1982).

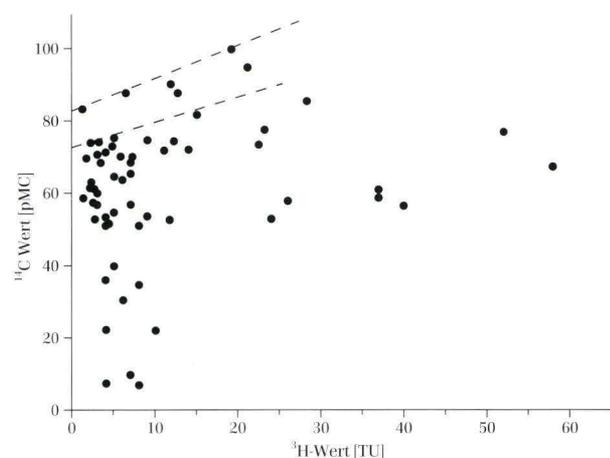


Abb. 5. Auftragung der ¹⁴C-Werte über den ³H-Werten. Die oberen Einhüllenden ergeben beim Schnittpunkt mit der Tritium-Ansprechschwelle zwei ¹⁴C-Anfangswerte von 74 und 83 pMC. Sie entsprechen Reservoir-Korrekturen der ¹⁴C-Wasseralter von -1500 und -2420 Jahren.

Es gibt eine Reihe von Prozessen, die den δ¹³C- ebenso wie den ¹⁴C-Wert (unabhängig vom radioaktiven Zerfall) während des Aufenthaltes des Grundwassers im Aquifer (Grundwasserleiter) verkleinern:

1. **Intrusion magmatischer Kohlensäure:** merkliche Abnahme des ¹⁴C- und Zunahme der δ¹³C-Werte auf bis +3 ‰. Dieser Effekt ist z.B. bei dem Gesundbrunnen, Röddenhof und der Molkerei, alle in Hofgeismar (Nr. 3, 4 und 5) und Brunnen am Wartberg (Nr. 7) anzunehmen.
2. **Hydrochemie:** Ausfällung und Wiederauflösung von Karbonaten können theoretisch die ¹⁴C-Werte sehr stark verkleinern und die δ¹³C-Werte ändern (Wigley 1977). Im Untersuchungsgebiet gibt es für solche Grundwässer keine Anzeichen.
3. **Diffusion:** Zunahme des ¹⁴C-Wertes durch Diffusion zwischen dem jungen oberflächennahem Grundwasser und altem, z.B. pleistozänem Grundwasser durch wassernichtleitende Schichten (Gröning & Sonntag 1993). Der Effekt ist bei holozänen Grundwässern und großen Grundwasserneubildungsraten nicht nachweisbar.
4. **Dispersion zwischen benachbarten Stockwerken:** Änderung der ¹⁴C- ohne die δ¹³C- Werte durch dispersive Grundwassermischung als Folge unterschiedlicher hydraulischer Potentiale (Geyh & Backhaus 1979, Geyh et al. 1984). Dieser Effekt ist im Untersuchungsgebiet als Folge der Wasserentnahmen nicht auszuschließen.
5. **Isotopenaustausch:** Abnahme des ¹⁴C-Wertes durch Kohlenstoffaustausch mit den Karbonaten

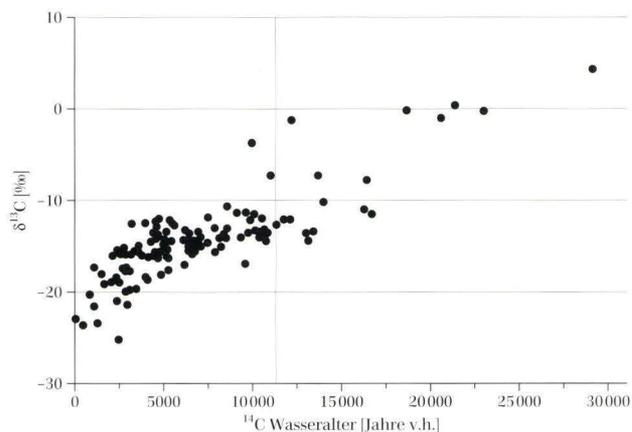


Abb. 6. Abhängigkeit der δ¹³C-Werte vom ¹⁴C-Wasseralter. Während der hydrochemischen, isotopenhydrologischen Reifung der Grundwässer, also der Einstellung der Kohlensäure/Kalkgleichgewichts, steigen die δ¹³C-Werte des TDIC von biogenen Kohlendioxid in der Bodenzone von etwa -23 ‰ ausgehend auf einen Grenzwert um -10 ‰ an. Werte darüber weisen auf eine Einwirkung mit magmatischem CO₂ oder der Zumischung von mineralisiertem Wasser hin, durch die auch die ¹⁴C-Wasseralter erhöht werden.

des Grundwasserleiters (Münnich 1968). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ändern sich dabei nicht. Wie in allen anderen publizierten hydrogeologischen Fallstudien auch, ist dieser Effekt im Mittleren Buntsandstein, selbst im Röt mit relativ hohen Karbonatanteilen, nicht nachweisbar.

Die wichtigste Aussage dieser vorgestellten methodischen Überlegungen ist, daß ^{14}C -Wasseralter immer größer sind als die tatsächlichen Wasseralter. In unserem Untersuchungsgebiet sind das etwa 2500 Jahre.

5.2 Regionale Ergebnisse

Im Mineralwassergebiet nördlich des Kasseler Grabens (Zierenberger Scholle) ist die Intrusion von magmatischer Kohlensäure durch viele hydrogeologische Befunde erwiesen. Alle Grundwässer mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten positiver als -10‰ liefern dafür einen zusätzlichen Beleg. Die ^{14}C -Wasseralter sind dann um einen nicht bestimmbareren Betrag, ggf. sogar um ein Vielfaches, überhöht und hydrogeologisch nur als Maximalwerte zu interpretieren. Beispiele für die Intrusion magmatischer Kohlensäure liefern die Mineralwässer aus dem Gebiet Hofgeismar: Gesundbrunnen (Nr. 3), die Brunnen Rödendehof (Nr. 4), Molkerei (Nr. 5) und Wartberg-Westuffeln (Nr. 7).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aller „ungestörten“ Grundwässer nördlich des Kasseler Grabens streuen um $-12,8 \pm 1,2\text{‰}$, die aus dem Gebiet südlich des Kasseler Grabens um $-14,2 \pm 1,3\text{‰}$. Der geringe Unterschied in der Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung ist an den ^{14}C -Altern ebenso wie hydrochemisch nicht erkennbar. Unterschiede im Kalkangebot der Einzugsgebiete sind wohl ursächlich. Nördlich des Kasseler Grabens fallen einige Meßwerte der Brunnen Vellmar 1–3 und Kassel-Henschel aus dem genannten Streubereichen heraus, höchstwahrscheinlich als Folge der Zumischung hochmineralisierten Wassers.

5.2.1 Gebiet nördlich des Kasseler Grabens

5.2.1.1 Teilgebiet westlich der Fulda/Weser (Reinhardswald im weiteren Sinn)

Hydrogeologisch ist der Südteil des Reinhardswaldes, repräsentiert z.B. durch die Brunnen Immenhausen 1 (Nr. 11), Immenhausen 2 (Nr. 12), Vellmar 1–3 (Nr. 14–16) und die Brunnen des Wasserwerkes Simmershausen der Städtischen Werke AG Kassel (Nr. 17–21), geprägt durch eine tiefliegende, sehr flach geneigte Grundwasser Oberfläche. Das Grundwasser hat die Fulda unmittelbar zur Vorflut. Dies spricht für eine hohe Durchlässigkeit, eine Stockwerksgliederung ist nicht erkennbar.

Nördlich einer Linie von Immenhausen nach Grebenstein liegt die Grundwasseroberfläche höher; sie hat die

Esse zum Vorfluter. Zu diesem Gebiet gehört der Kressenbrunnen in Grebenstein (Nr. 6).

Die differenzierten hydrogeologischen Verhältnisse des östlichen Reinhardswaldes, in dem möglicherweise auch mit einer Stockwerksgliederung gerechnet werden muß, sind nicht mit erfaßt.

Die nördlich des Kasseler Grabens in den Brunnenfolgen WW Wilhelmsthal Calden (Nr. 8) – Frankenhausen 1 (Nr. 9) – Immenhausen 1 (Nr. 11) und Kassel-Henschel (Nr. 32) – Vellmar 1 (Nr. 14) – Vellmar 2 (Nr. 15) sichtbar werdende Altersabnahme spiegelt aus hydrogeologischer Sicht keine Fließrichtung wider. Sie zeigt eher eine von Westen nach Osten bzw. Süden nach Norden zunehmende Zumischung jüngeren Wassers an. Tatsächlich hatte die Probe aus dem Brunnen Immenhausen 1 (Nr. 11) den höchsten Tritium- und niedrigsten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert. Das ^{14}C -Alter der Probe aus dem Brunnen Kassel-Henschel (Nr. 32) war nur geringfügig überhöht, höchstwahrscheinlich nicht als Folge der Intrusion von magmatischem CO_2 , da dafür der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert zu klein ist. Wahrscheinlicher ist eine Zumischung mineralisierten Grundwassers. Leider liegt gerade von diesem Brunnen kein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert vor, aus dem zu erkennen wäre, ob es sich wirklich um ein holozänes Grundwasser gehandelt hat. Immerhin kommt man bei Anwendung einer Reservoirkorrektur von 2500 Jahren auf ein tatsächliches Wasseralter von weniger als 13000 Jahren.

Im Gebiet nördlich des Kasseler Grabens liegt am Westrand des Reinhardswaldes, in dem der Mittlere Buntsandstein bei Grebenstein ohne flächenhaft durchgehende Überdeckung ansteht, die etwa 50 l/s schüttende Quelle Kressenbrunnen (Nr. 6). Ihr Wasser hatte Tritium-Werte zwischen 3–5 TU und ein ^{14}C -Wasseralter um 3000 Jahre. Es ist auffallend, daß selbst das Wasser dieser stark schüttenden Quelle, bei der man einen schnellen Wasserumsatz erwartet hätte, nach den Isotopenwerten eine mittlere Verweilzeit von über 300 Jahren hat. Die Wässer der östlich Grebenstein bzw. östlich Immenhausen gelegenen, über 240 m tiefen Brunnen (Nr. 11–13) hatten Tritium-Werte von $< 1,4\text{--}9\text{ TU}$ und ^{14}C -Wasseralter zwischen 2300 und 9300 Jahren. Der höchste Wert wurde für den 300 m tiefen Brunnen Immenhausen 2 (Nr. 12) gefunden.

Die drei Brunnen des Wasserverbandes Wilhelmsthal-Calden (Nr. 8), Frankenhausen 1 (Nr. 9) und 2 (Nr. 10), die insgesamt etwa $0,6 \cdot 10^6\text{ m}^3/\text{a}$ fördern, führten kein Tritium ($< 2\text{ TU}$) und lieferten relativ hohe ^{14}C -Wasseralter. Der westlichste (Calden) mit der größten Überdeckung und der am weitesten vom unbedeckten Mittleren Buntsandstein des Reinhardswaldes entfernte, hatte mit fast 10000 Jahren das höchste ^{14}C -Wasseralter und auch den größten Gehalt gelöster Stoffe.

Die gleichfalls im Randbereich des überdeckten Mittleren Buntsandsteins gelegenen Brunnen Vellmar 1, 2

und 3 (Nr. 14–16) lieferten ^{14}C -Wasseralter um 10 000 Jahre. Allerdings variierten die ^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dieser Brunnen zeitlich, was hydrogeologisch mit zunehmenden Anteilen alten, höher mineralisierten Grundwassers zu erklären ist. Diese isotopenhydrologische Änderung wurde von einem zunehmenden Anstieg der Sulfat- und einer deutlichen Abnahme der Nitrat-Gehalte begleitet. Durch die Entnahme in der Größenordnung von 1 Mio m^3/a wird also nicht nur Wasser vom Norden, also vom unbedeckten Mittleren Buntsandstein (Reinhardswald) gefördert, sondern in zunehmendem Maße auch Wasser vom Süden und Südwesten, also von mit Röt bedecktem Mittleren Buntsandstein. Dieses Wasser könnte von der Probe aus dem Brunnen Kassel-Henschel (Nr. 32) repräsentiert gewesen sein.

Das gewissermaßen auf der Grenzlinie von unbedecktem Mittlerem Buntsandstein im Norden und rötbedecktem Mittleren Buntsandstein im Süden gelegene Wasserwerk Simmershausen der Städtischen Werke Kassel (Nr. 17–21), das 3–4 Mio m^3/a pumpt, fördert bis auf den Brunnen 1 Wasser, das Tritium-frei oder -arm ist. In jenem wurden 12–14 TU nachgewiesen. Dort, wie in den Brunnen Simmershausen 3 und 4, haben die ^{14}C -Wasseralter mit der Zeit abgenommen. Entsprechend nahmen die ^3H -Werte zu. Tendenziell liegen hier deutlich andere Verhältnisse vor als bei den Brunnen Vellmar. Der von diesem Trend abweichende Tritium-Wert des Brunnen Simmershausen 4 mag eine Fehlbestimmung sein. Wenn nicht, sind die hydraulischen Verhältnisse in diesem Kluftgrundwasserleiter kompliziert. Der ^3H -Wert könnte dann davon abhängen, wie hoch der Grundwasserspiegel steht, ob und wieviel junges Wasser zufließt (Geyh & Michel 1987).

Der Brunnen Simmershausen 1 ist der östlichste der Brunnenreihe und rund 1,4 km von der Fulda entfernt. Trotzdem scheint es nicht ausgeschlossen, daß er seit 1980 in geringem Umfang Uferfiltrat von der Fulda gefördert hat, nachdem deren Wasserspiegel durch eine neue Staustufe um etwa 4 m angehoben worden war.

Die Sulfat-Gehalte des Wassers der Brunnen des Wasserwerkes Simmerhausen liegen mit 20–60 mg/l deutlich unter denen der Brunnen Vellmar. Ein nennenswerter Anstieg war in den letzten Jahren nicht festzustellen.

5.2.1.2 Teilgebiet östlich der Fulda – Mittlerer Buntsandstein ohne Röt-Überdeckung

Hierzu gehören die Brunnen der Gemeinde Niestetal (Nr. 22–25) und die oberhalb, also weiter östlich im Niestetal gelegenen Brunnen der Städtischen Werke AG Kassel (Nr. 26–29). Die Brunnen der Gemeinde Niestetal befinden sich im unmittelbaren unterirdischen Einzugsgebiet der Fulda mit tiefliegender Grundwasseroberfläche. Die mittleren Verweilzeiten liegen über 100 Jah-

re. Das von den Brunnen der Städtischen Werke AG gepumpte Wasser mit korrigierten Altern von 3000–7000 Jahren gehört wegen der größeren Tiefe dieser Brunnen und einer anderen hydrogeologischen Situation in einen höheren Altersbereich der Grundwasserressource. Der östlichste, artesische Brunnen Niestetal 3 (Nr. 29) hatte mit 10750 Jahren das höchste ^{14}C -Wasseralter, d.h. hier wurde ein außerordentlich langsam fließendes Grundwasser erschlossen.

Während das Wasser der Brunnen Niestetal 1 und 2 bei der Zweitbeprobung (1992) leicht erhöhte ^3H -Werte und geringere ^{14}C -Alter hatte, also durch die Entnahmen „jünger geworden war“, sind die entsprechenden Verhältnisse bei den Brunnen Niestetal 3 und 4 uneinheitlich. Auch hier nehmen die ^{14}C -Wasseralter zeitlich ab, nicht aber die ^3H -Werte entsprechend zu. Das mag mit der Aufwölbung der ^3H -Eintragskurve (Abb. 2) zu tun haben.

5.2.2 Gebiet südlich des Kasseler Grabens

5.2.2.1 Teilbereich östlich der Niederhessischen Tertiär-Senke

Dieser Teilbereich liegt östlich der Fulda und schließt die unbedeckten Gebiete westlich der Fulda (Mittlerer Buntsandstein ohne oder nur mit örtlicher Überdeckung) ein. Die Brunnen der Gemeinden Söhrewald (Nr. 60 und 61) und Lohfelden (Nr. 63–66) lieferten, obwohl hier der Mittlere Buntsandstein nicht bedeckt ist, fast Tritium-freies Wasser mit ^{14}C -Wasseraltern zwischen 4000 und 10000 Jahren. In diesem Gebiet liegt die Grundwasseroberfläche so tief, vielfach mehr als 100 m unter Gelände, so daß die Fulda unmittelbar als Vorfluter wirkt (Rambow 1981).

Der mit 360 m tiefste Brunnen Söhrewald 2 (Nr. 61) lieferte für dieses Gebiet mit 10500 ^{14}C -Jahren die älteste Probe. Er ist bis 115 m unter Gelände mit einer vollwandigen Rohrtour ausgebaut, um die Wässer aus der Hardegsen-Folge abzusperren. Gefördert wird aus der Detfurth- und der Volpriehausen-Folge. Die Endtiefe liegt etwa an der Grenze Mittlerer-/Unterer Buntsandstein. Der Volpriehausener Sandstein ist also – im Gegensatz zu Brunnen Söhrewald 1 und Lohfelden – mit erschlossen (Stockwerksgliederung). Daraus erklärt sich das besonders große Wasseralter. Vergleichbar hohe Werte wurden übrigens im Brunnen Niestetal 3 der Städtischen Werke AG Kassel (Nr. 29) und – in anderer hydrogeologischer Situation – auch für den Brunnen Calden (Nr. 8) westlich der Fulda gefunden. Sowohl im Wasser der Brunnen Lohfelden als auch in dem der Brunnen Söhrewald ist eine schwache Tendenz zu steigenden ^{14}C -Wasseraltern während des Betriebes erkennbar.

Von den nahezu Tritium-freien Wässern der tiefen Brunnen Lohfelden 2, 3 und 4 und Söhrewald 1 und 2

heben sich die Proben der Brunnen Melsungen (Nr. 73–83) mit z.T. hohen Tritium-Werten (bis 14 TU) ab. Diese Brunnen fördern zwar auch überwiegend aus dem Volpriehausener Sandstein. Offensichtlich liegt dieser hier aber „hydraulisch“ höher und ist stärker von der aktuellen Grundwasserneubildung betroffen. Sehr junges Wasser mit 25 TU schüttete die Quelfassung Röhenfurth (Nr. 84) im Jahr 1992. Ein regionaler Trend kann wegen der komplexen Struktur aus den Werten des Gebietes Melsungen nicht abgelesen werden.

Auffallend, aber durch eine Stockwerksgliederung leicht erklärbar, sind die unterschiedlichen Tritium-Werte der unmittelbar nebeneinander stehenden, aber verschieden tiefen Brunnen Rohrbach I (Nr. 93) und Rohrbach II (Nr. 94) in Hessisch-Lichtenau-Hirschhagen. Die voneinander abweichenden ^3H -Werte haben ihre Entsprechung in sehr unterschiedlichen ^{14}C -Altern.

5.2.2.2 Teilbereich der Niederhessischen Tertiär-Senke

In diesem Teilgebiet ist der Mittlere Buntsandstein von Oberem Buntsandstein (Röt) und/oder Tertiär bedeckt. In ihm stehen die Brunnen Baunatal 1–4 (Nr. 45–48), Elgershausen (Nr. 49), Hoof (Nr. 50), Breitenbach (Nr. 51), Gudensberg (Nr. 67), Felsberg (Nr. 68), Flugplatz Fritzlar (Nr. 69 und 70), Borken Stadt (Nr. 71), Gombeth (Nr. 72), Schwalmstadt Br. Schützenwald (Nr. 108) und Frielendorf Br. Todenhausen (Nr. 112). Erwartungsgemäß wurden hier hohe ^{14}C -Wasseralter zwischen 5000 und 16000 Jahren gefunden. Alle Wässer waren frei von Tritium mit Ausnahme des Brunnens Gudensberg (Nr. 67), für den bei Untersuchungen in den Jahren 1982 und 1990 auch erniedrigte ^{14}C -Wasseralter gemessen worden waren. Das Wasser des Brunnens Felsberg, der Brunnen Flugplatz Fritzlar und des Brunnens Todenhausen Frielendorf ist sowohl nach den hohen ^{14}C -Wasseraltern als auch den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten eine Mischung aus holozänem und pleistozänem Grundwasser.

Die ^{14}C -Meßwerte der insgesamt etwa 1 Mio m^3/a fördernden Brunnen Baunatal 1–4 haben sich zwischen 1982 und 1990 bzw. 1994 nicht signifikant verändert. Hier sind wohl nur sehr langfristig Verschiebungen zu erwarten. Die Grundwasserbeschaffenheit, insbesondere die Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte, sind ebenfalls gleich geblieben. Im hydrogeologischen Zusammenhang dazu stehen die mehr als 3 km östlich, am Rand der Überdeckung des Mittleren Buntsandsteins gelegenen Brunnen VW I–V (Nr. 40–44). Auch ihr Wasser war nahezu frei von Tritium, hatte aber deutlich geringere ^{14}C -Wasseralter (5000–7000 Jahre). Die Veränderung der ^{14}C -Wasseralter mit der Zeit ist hier gleichfalls nicht signifikant, abgesehen vom Brunnen VW III mit einer leichten Verjüngung.

Zwischen den Brunnen der Stadt Baunatal im Westen und den Brunnen des VW-Werkes wurden 1994 drei tiefe Grundwassermeßstellen gebaut (F, G und H; Nr. 103–105). Diese lieferten weit auseinander liegende ^{14}C -Wasseralter, wovon der westlichste den höchsten Wert hatte, der dem ^{14}C -Wasseralter der Brunnen der Stadt Baunatal entsprach. Die Meßstelle F mit dem kleinsten ^{14}C -Wasseralter steht unmittelbar im Randbereich des Röt.

Die Brunnen Elgershausen (Nr. 49 – 10 000 Jahre), Hoof (Nr. 50 – 7400 auf über 8000 Jahre zunehmend) und Breitenbach (Nr. 51 – etwa 5000 Jahre) bilden gewissermaßen ein Ost–West-Profil abnehmenden Wasseralters, in dem sich der, wenn auch langsame, östlich gerichtete Grundwasserfluß von der Emstaler Scholle zur Fulda hin widerspiegelt. Für den Brunnen Hoof liegt eine Zeitreihe (1973–1982–1990–1994) vor, die den Trend einer Zunahme der ^{14}C -Wasseralter erkennen läßt.

Die ^{14}C -Altersdifferenzen der Wässer der Brunnen Hoof und Elgershausen (Entfernung 2,5 km) sowie der Brunnen Breitenbach (Nr. 51) und Baunatal 1–4 (Nr. 45–48 – Entfernung 4,5 km) erlauben, eine Abstandsgeschwindigkeit von etwa 1 m/a für den Bereich des von Röt bedeckten Mittleren Buntsandsteins zwischen Isth-Scholle und Fulda abzuschätzen.

5.2.2.3 Unbedeckter Mittlerer Buntsandstein westlich der Niederhessischen Senke

Für diesen Teilbereich wurden zwei Gebiete untersucht: die Scholle von Kirchberg-Istha (Gebiet Emstal) und das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Haarhausen (Borken). Erstere ist durch hohe Brunnenleistungen, also hohe Durchlässigkeiten, charakterisiert (Rambow 1971). In ihr wurden trotzdem meist Tritium-freie Wässer (Nr. 55–59) mit ^{14}C -Wasseraltern zwischen 3000 und 6000 Jahren gefunden. Der Brunnen Kirchberg 2 (Nr. 58) pumpte 1982 Tritium-freies, 1990 stark Tritium-haltiges Wasser (37 TU). In Übereinstimmung damit hat sich im gleichen Zeitraum das ^{14}C -Wasseralter von 4600 auf 4000 Jahre verkleinert, und in allen drei Brunnen tritt seither zwischen 12 und 20 mg/l Nitrat auf. Selbst das Wasser der stark schüttenden Quelle Kirchberg (Nr. 55), als Parallele zur Quelle Kressenbrunnen bei Grebenstein (Nr. 6), enthielt kein Tritium. Das ^{14}C -Wasseralter von 3500–3700 Jahren entspricht einem tatsächlichen Wasseralter von mindestens 1000 Jahren. Das Wasser der Quelle Offenhausen (Nr. 56) hatte sicher nachweisbare ^3H -Werte. Entsprechend lag das tatsächliche Wasseralter unter 100 Jahren.

Im Gebiet des Wasserwerkes Haarhausen bei Borken (Nr. 86–92), das zum Gruppenwasserwerk Fritzlar/Homburg gehört, wurden in einigen Brunnen viel Tritium gefunden (bis zu 23 TU). In diesem Gebiet wurde bis 1980

durch den Bergbau außerordentlich viel Wasser gepumpt (Rambow 1986). Dadurch wurde der Wasserumsatz beschleunigt und die Wässer verjüngt. Bedauer-

licherweise sind für diese Brunnen keine Isotopen-Daten aus der Zeit vor 1990 vorhanden. Die Nitrat-Gehalte waren zeitweise erheblich.

6. Zusammenfassende hydrogeologische Beurteilung

Die isotopenhydrologischen Untersuchungen der Buntsandsteinwässer aus Nordhessen haben folgende hydrogeologisch auffallende Ergebnisse geliefert:

- meist hohe ^{14}C -Wasseralter mit geringen Tritium-Werten und
- entsprechend große tatsächliche Wasseralter.

Nach diesen Ergebnissen sind sowohl viele Quell- und auch Grundwässer nur in geringem Maße am aktuellen Wasserkreislauf beteiligt. Da im nordhessischen Buntsandstein von einer Grundwasserneubildung zwischen 2 und 5 $\text{l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$, entsprechend 63000–157700 $\text{m}^3/(\text{a}\cdot\text{km}^2)$, ausgegangen wird, war erwartet worden, daß die Proben aus Quellen und Brunnen nennenswerte Anteile jungen Wassers enthalten würden. Die Isotopenwerte verlangen nach einer Modifizierung der hydrogeologischen Vorstellung für die Grundwasserressourcen im nordhessischen Buntsandstein, für die in Anlehnung an Kapitel 3 verschiedene Modellfälle diskutiert werden.

Modellfall A: Tiefliegende, wenig geneigte Grundwasser Oberfläche: Sowohl im Gebiet des Reinhardswaldes und östlich der Fulda im Nieste-Gebiet unterhalb der Ortschaft Nieste (beide Gebiete nördlich des Kasseler-Grabens) als auch südlich des Kasseler Grabens beiderseits der Fulda (Söhre und Gebiet Baunatal) treten, bedingt durch hohe Gebirgsdurchlässigkeiten, tiefliegende Wasserspiegel auf, die einer sehr flach geneigten (1:100 und flacher) Grundwasser Oberfläche entsprechen. Es gibt keine Hinweise auf eine Stockwerksgliederung innerhalb des Mittleren Buntsandsteins. Dieses Modell wird die überwiegend sandigen, daher gleichmäßig gut geklüfteten oberen Folgen (Solling-Folge, Hardegsen-Folge) des Mittleren Buntsandsteins nachbilden. Es ist wahrscheinlich, daß das junge, rezent neugebildete Grundwasser quasi auf der Oberfläche des Grundwasserkörpers zur Vorflut fließt, ohne daß es zu einer Durchmischung mit dem älteren Grundwasser in tieferen Bereichen kommt.

Modellfall B: Grundwasserstockwerke: Insbesondere in der Volpriehausen-Folge (smV) und der Detfurth-Folge (smD) führt der Wechsel von gut geklüfteten Sandsteinen (Basissandsteine) und weniger gut geklüfteten Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen zu Durchlässigkeitsunterschieden und damit zu einer Stockwerksgliederung. Die Stockwerke sind allerdings durch Brunnen häufig hydraulisch verbunden. Trotzdem wird aus

den tieferen Stockwerken nach den Isotopendaten überwiegend älteres Wasser gepumpt.

Modellfall C: Klüftigkeit: Die Klüftigkeit des Untergrundes ist wesentlich größer als erwartet, weil die hohen mittleren Verweilzeiten bei im Vergleich hohen Grundwasserneubildungsraten nur mit großen Speichervolumina zu erklären sind. Die vorgelegte Abschätzung schließt dieses Modell aus.

Modellfall D: Langer Sickerweg: Das neugebildete unterirdische Wasser hat sehr lange Sickerwege bis zu den Brunnen oder Quellen.

Für den Modellfall A wäre zu erwarten gewesen, daß die Wässer dieser Brunnen erhebliche Anteile jungen Wassers enthalten. Da das nicht der Fall ist, muß das neugebildete Grundwasser quasi auf der Oberfläche dem Vorfluter zufließen und sich im Grundwasserraum praktisch nicht vermischen. Dies bedeutet, daß auf oder nahe der Grundwasser Oberfläche deutlich größere Fließgeschwindigkeiten (Abstandsgeschwindigkeiten) vorhanden sind als im tieferen Teil. Dieses Konzept entspricht der hydraulischen Vorstellung von Wallick & Toth (1976), die sich in der Praxis immer wieder bestätigt hat.

Die Höhe der Grundwasserneubildung und damit die gewinnbare Grundwassermenge wird von diesem Modellfall nicht betroffen. Bei der Entnahme wird einerseits altes Grundwasser mobilisiert (hierfür sind die Brunnen Vellmar ein Beispiel), andererseits ist zu erwarten, daß sich im Bereich des Absenktrichters junges Grundwasser beimischt (hierfür ist das Wasserwerk Simmershausen ein Beispiel). Das im ungestörten Zustand an der Oberfläche des Grundwasserkörpers zum Vorfluter hin fließende „junge“ Grundwasser gelangt dadurch in den Absenktrichter. Die vorliegenden Daten eröffnen die Möglichkeit, die Entwicklung weiter zu verfolgen.

Nach dem Modellfall B kommt die Grundwasserneubildung im wesentlichen den höheren Stockwerken zugute, während aus den tieferen gepumpt wird. Hier ist nur bei langandauernder Beobachtung eine Änderung der Wasseralter zu erwarten.

Der Fall C ist wegen ausreichender Erkundung des Untergrundes als alleinige Ursache auszuschließen. Auch der Modellfall D ist wenig wahrscheinlich. Beide Modelle hätten zur Folge, daß die Wirkung der Modelle A und B verstärkt würden.

Die in Abschnitt 2 genannten Problemstellungen wurden wie folgt gelöst:

- a) Die unerwartet hohen ^{14}C -Wasseralter für aus dem nicht vom Röt bedeckten Mittleren Buntsandstein sind immer noch deutlich kleiner als die vom Gebiet mit Röt-Bedeckung.
- b) Örtlich ist eine altersmäßige Stockwerksgliederung vorhanden.
- c) Eine regionale Altersdifferenzierung ist nicht erkennbar. Örtlich werden dagegen die unterschiedlichen hydrogeologischen Situationen gut widergespiegelt (z.B. Lohfelden/Söhrewald, Melsungen).
- d) In einigen Brunnen hat sich das ^{14}C -Wasseralter als

Folge der Förderung verändert. Am häufigsten trat eine Verjüngung ein, die ein gewisses Gefährdungspotential durch Zufluß kontaminierter junger Grundwässer anzeigt. Eine allmähliche Erhöhung der ^{14}C -Alter von Grundwasser ist häufig mit einer Zunahme der Mineralisation durch Zufluß tieferer Grundwässer verbunden.

Danksagung: Frau Jutta Sielmann wird für die Entnahme der meisten Proben gedankt. Die genannten Wasserwerke haben diese Studie durch stete Kooperationsbereitschaft gefördert.

7. Schriftenverzeichnis

- Gat, J. & Gonfiantini, R. (Hrg.) (1981): Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. – Technical Reports Series, 2F10: 337 S.; IAEA, Wien.
- Geyh, M. A. (1972): Basic studies in hydrology and ^{14}C and ^3H measurements. – In: Proc. XXIV Int. Geol. Congr., **11**: 227–234; Montreal.
- Geyh, M. A. (1992): The ^{14}C time-scale of groundwater. Correction and linearity. – In: Isotope Techniques in Water Resources Development **1991**: 167–177; IAEA, Wien.
- Geyh, M. A. & Backhaus, G. (1979): Hydrodynamic aspects of carbon-14 groundwater dating. – In: Isotope Hydrology 1978, **2**: 631–643; IAEA, Wien.
- Geyh, M. A. & Köhle, H. (1989) Isotopenhydrologische Untersuchungen im Raum Stuttgart–Ludwigsburg–Leonberg. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **40**: 75–92; Graz.
- Geyh, M. A. & Michel, G. (1982): Isotopical differentiation of groundwater of different hydrogeologic origin. – J. Hydrology, **59**: 161–171; Amsterdam.
- Geyh, M. A. & Michel, G. (1987): Grundwasserbewirtschaftung und Isotope. – Z. dt. geol. Ges., **138**: 261–271.
- Geyh, M. A., Backhaus, G., Andres, G., Rudolph, J. & Rath, H. K. (1984): Isotope study on the Keuper sandstone aquifer with a leaky cover layer. – In: Isotope Hydrology **1983**: 499–513; IAEA, Wien.
- Gonfiantini, U. (1978): Standards for stable isotope measurements in natural compounds. – Nature, **271**: 534–536.
- Gröning, M. & Sonntag, C. (1993): Molecular-diffusive CO_2 exchange between groundwater and modern soil CO_2 as a groundwater dating in arid zones. – In: Isotope Techniques in the Studying Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere: 563–565; IAEA, Wien.
- Hebert, D. (1990): Tritium in der Atmosphäre – Quellen, Verteilung, Perspektive. – Freiburger Forschungshefte, C 443 (Geowissenschaften): 78 S., Freiberg.
- Münnich, K. O. (1957): Messung des ^{14}C -Gehaltes von hartem Grundwasser. – Naturwissenschaften, **44**: 32–33.
- Münnich, K. O. (1968): Isotopen-Datierung von Grundwasser. – Naturwissenschaften, **55**: 158–163.
- Rambow, D. (1971): Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4721 Naumburg; Wiesbaden.
- Rambow, D. (1977): Grenzen der Grundwasserernutzung in Nordhessen. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 297–304; Hannover.
- Rambow, D. (1981): IX Hydrogeologie. – Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4723 Oberkaufungen; Wiesbaden.
- Rambow, D. (1986): Großräumige Grundwasserabsenkungen im Buntsandstein durch einen Braunkohletagebau und ein Wasserwerk und die Wiederauffüllung des Entnahmetrichters nach Einstellung des Braunkohlenabbaus (Borken, Hessen). – Z. dt. geol. Ges., **137**: 241–251; Hannover.
- Richter, J. (1994): Methodische und regionale Beiträge zur Auswertung von Umweltrisotopendaten in der Hydrogeologie. – Dr.-Arbeit : 146 S.; Universität Graz.
- Wallick, E. I. & Tóth, J. (1976): Methods of regional groundwater flow analysis with suggestions for the use of environmental isotopes. – In: Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology: 37–64; IAEA, Vienna.
- Wigley, T. M. L. (1977): Carbon-14 dating of groundwater from closed and open systems. – Water Resour. Res., **11**: 324–328.

Manuskript eingegangen am 19.6.1997, angenommen am 9.9.1997

Tab. 1. Isotopenhydrologische und hydrochemische Ergebnisse

Nr.	Entnahmeort	TK	Rechts-Wert	Hoch-Wert	Datum	Hv	Bh	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	^{14}C -Wert pMC	^{14}C -Alter a.v.h.	^3H TU	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	CO_2 mg/l	HCO_3 mg/l	$\text{TDIC}_{\text{Feld}}$ mMol/l	pH	T °C	EC mmS/cm	Geologie Tiefe des Brunnens	
Gebiet nördlich des Kasseler Grabens																				
1	Trendelburg 1	4422	3533620	5716100	Nov 90	17486	9426	-19,2	81,7±0,8	1630±75	15,0±1,3	-8,56	21	61	1,48	6,3	9,4	193	smH+smS, 70 m, <19 m t	
2	Trendelburg 2	4422	3533820	5714860	Nov 90	17485	9425	-20,3	90,2±1,0	830±85	11,8±1,5	-8,73	57	60	2,28	6,3	8,5	114	smH+smS, 100 m	
3	Gesundbrunnen Hofgeismar	4422	3528170	5707790	Sep 73		2173				8,4±0,7			701	11,49	6,3	10,8		smS M, 100 m	
					Mai 82	11842	5282	-0,2	9,7±0,6	18690±535	7,0±1,1	8,99		1025	16,80	6,1	11,2			
					Mär 94	19779	10923	-1,6	7,5±0,3	20730±250	7,7±1,1	8,80	660	1049	32,20	6,0	11,3	366		
4	Röddenhof Hofgeismar	4422	3529180	5707650	Sep 73	5968	2012	-1,3	21,9±1,1	12215±420	10,3±0,9			567	9,30	6,0	11,0		smS, 80 m, M	
					Mai 82	11841	5281	0,4	6,9±2,2	21440±195	8,4±1,1	-8,25	260	610	15,91	6,3	10,6			
					Mär 94	19678	10922	-2,2	12,0±0,3	17050±200	8,8±0,8	-8,65	110	476	10,30	6,5	10,4	1160		
5	Molkerei Hofgeismar	4522	3526760	5707000	Sep 73	5969	2013	-1,0	7,3±1,1	20655±1260	4,1±1,2			1403	23,00	6,1	13,8		smS unter so, 150 m, M	
					Mai 82	11843	5283	4,4	2,7±0,7	29170±1990	<2,0	-11,00		1330	21,80	6,0	13,7			
6	Quelle Kressenbrunnen, Greibenstein	4522	3529540	5700700	Sep 73	5988	2032	-16,0	70,7±0,7	2785±75	2,7±0,5		12	184	3,29	7,5	10,6		smS	
					Mai 75		2413						3,6±0,9							
					Mai 82	11844	5284	-15,7	64,6±0,7	3510±85	5,0±1,1	-9,93	27	140	2,91	6,7	10,1			
					Mai 92	18392	9954	-16,3	73,1±1,1	2510±120	2,7±1,2	-8,64	31	146	3,10	6,8	10,5	348		
7	Br. am Wartberg, Westuffeln	4522	3524000	5699420	Sep 73	5972	2016	-0,3	5,7±0,6	23050±895	<2,3					6,0	14,2		smS unter so, 200 m M	
					Sep 73		2175						0	1202	19,70	6,0	14,0			
8	WW Wilhelmsthal Calden	4522	3530160	5696360	Sep 73	5971	2015	-12,2	29,4±0,5	9825±135	<2,3		36	488	8,82	7,2	14,8		smS unter so, 240 m	
					Mai 75		2415						<1,8							
					Mai 82	11849	5289	-12,1	29,1±0,4	9925±105	<1,8	-8,36	99	439	9,45	7,1	14,8			
8a	Hofgeismar Lempetal	4422	3533640	5707970	Apr 91	17674	9554	-11,5	28,5±0,4	10095±105	<1,2	-8,56	72	439	8,83	7,1	13,2	839		
					Mär 94	19677	10921	-17,3	38,0±0,7	7780±140	<1,9	-8,70	19	177	3,33	7,0	11,2	290	sm	
9	Frankenhausen 1	4522	3531000	5697570	Sep 73	6424	2174	-12,1	55,8±1,1	4680±160	<1,1		26	330	6,00	7,3	14,0		smS unter so, 160 m	
					Mai 75		2414						<2,4							
					Mai 82	11850	5290						<1,9	-8,15	80	311	6,92	7,2	12,2	
10	Frankenhausen 2	4522	3531020	5698470	Apr 91	17675	9555	-13,9	56,9±0,6	4540±80	<1,2	-8,31	39	305	5,89	7,1	13,2	504		
					Mai 82	11851	5291	-15,2	42,2±0,7	6920±130	<1,8	-8,29	38	164	3,55	7,4	15,0		smS unter so, 200 m	
11	Immenhausen 1	4523	3534970	5699040	Apr 91	17676	9556	-16,4	52,1±0,6	5230±105	<1,4	-8,58	23	153	3,03	6,9	15,7	319		
					Sep 73	5970	2014	-21,0	74,7±1,0	2340±115	8,5±1,4		6	110	1,94	7,0	12,6		smH, 240 m	
					Mai 75		2416						5,1±1,0							
12	Immenhausen 2	4523	3535080	5698700	Mai 82	11846	5286	-19,7	65,3±1,9	3430±230	7,4±1,1	-8,30	22	61	1,50	6,4	12,2			
					Apr 91	17672	9552	-19,8	68,4±0,8	3050±95	3,4±0,6	-8,50	62	110	3,21	6,3	12,4	178		
13	Immenhausen 3	4523	3534520	5700280	Mai 82	11847	5287	-15,1	35,9±0,7	8205±145	3,6±1,0	-8,48	26	152	3,08	6,8	13,2		smH, 300 m	
					Apr 91	17671	9551	-14,1	30,6±0,5	9315±125	<1,4	-8,86	31	128	2,80	7,1	14,5	372		
14	Vellmar 1	4622	3533290	5691720	Mai 82	11848	5288	-18,2	54,8±0,5	4830±75	<1,4	-6,10	38	122	2,86	6,7	10,1		smH, 240 m	
					Apr 91	17673	9553	-20,0	70,2±0,7	2845±80	<1,4	-8,72	44	122	3,00	6,4	11,6	149		
15	Vellmar 2	4622	3533280	5693460	Sep 73	6425	2176	-11,4	30,3±0,6	9600±150	<1,0		50	426	8,12	7,2	13,0		smS unter so, 150 m	
					Mai 75		2417						<1,8							
					Mai 82	11852	5292	-7,3	25,4±0,2	11000±80	<2,0	-8,31	10	464	7,83	7,0	12,4			
					Nov 90	17483	9423	-3,8	29,0±0,5	9950±155	<2,0	-8,43	7	116	2,06	7,8	12,0	676		
15	Vellmar 2	4622	3533280	5693460	Mär 94	19683	10927	-9,7	20,3±0,3	12825±135	<1,9	-8,57	66	476	9,30	6,7	13,5	1633		
					Sep 73	5973	2017	-13,6	45,0±0,5	6415±95	<2,3		22	318	5,71	7,3	12,4		smS unter so, 180 m	

Nr.	Entnahmeort	TK	Rechts- Wert	Hoch- Wert	Datum	Hv	Bh	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	^{14}C -Wert pMC	^{14}C -Alter a v.h.	^3H TU	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	CO_2 mg/l	HCO_3 mg/l	$\text{TDIC}_{\text{feld}}$ mMol/l	pH	T °C	EC mmS/cm	Geologie Tiefe des Brunnens
	Vellmar 2 (Forts.)				Mai 75		2418				<2,5								
					Mai 82	11853	5293	-10,7	34,5±0,3	8545±75	<1,2	-8,37	52	335	6,67	7,0	12,7		
					Nov 90	17482	9422	-10,4	28,5±0,6	10100±175	<1,8	-8,46	28	334	6,11	7,0	11,9	864	
					Mär 94	19681	10925	-9,7	25,6±0,4	10960±125	<1,7	-8,39	39	415	7,69	6,8	12,6	1078	
16	Vellmar 3	4622	3532870	5693850	Mai 75		2419				<2,4								smS+H unter so, 204 m
					Mai 82	11854	5294		30,9±0,3	9445±85	<2,0	-8,53	65	342	7,08	7,0	12,6		
					Nov 90	17484	9424	-7,3	18,1±0,4	13725±175	<2,0	-8,50	61	494	9,48	6,8	11,5	1186	
					Mär 94	19682	10926	-9,2	21,7±0,3	12255±130	<1,2	-8,44	58	470	9,02	6,7	12,5	1333	
17	Simmershausen 6, Städt. Werke Kassel	4622	3532640	5694510	Apr 91	17686	9566	-11,9	39,6±0,4	7450±85	<1,1	-8,50	43	238	4,88	7,0	11,7	513	smS unter so, 210 m
18	Simmershausen 4, Städt. Werke Kassel	4623	3535070	5692870	Sep 73	6426	2177	-12,8	50,1±1,1	5560±170	<1,3		44	220	4,61	7,4	11,4		smS unter so, 150 m
					Mai 82	11858	5298	-12,4	56,8±0,9	4535±125	7,4±0,6	-8,71	42	213	4,45	6,6	11,8		
					Apr 91	17682	9562	-13,8	56,1±0,6	4645±80	<2,4	-8,71	37	238	4,74	7,2	11,3	517	
19	Simmershausen 3, Städt. Werke Kassel	4623	3535250	5692910	Mai 75		2420				5,7±0,8								smS unter so, 150 m
					Mai 82	11857	5297	-14,3	56,7±0,5	4560±75	3,3±1,0	-8,76	34	213	4,26	6,8	11,6		
					Apr 91	17683	9563	-15,5	64,9±0,7	3465±85	<1,3	-8,44	40	177	3,81	7,3	11,3	533	
20	Simmershausen 2, Städt. Werke Kassel	4623	3535470	5692950	Mai 82	11856	5296	-16,0	68,1±0,7	3085±85	<1,8	-8,79	23	171	3,33	6,7	11,8		smS unter so, 150 m
					Apr 91	17684	9564	-15,6	66,1±0,8	3335±95	<2,4	-8,67	25	177	3,47	7,4	11,2	413	
21	Simmershausen 1, Städt. Werke Kassel	4623	3535700	5692870	Sep 73	5974	2018	-15,6	64,2±1,1	3560±145	<1,3		10	171	3,03	7,4	11,4		smS unter so, 155 m
					Mai 82	11855	5295	-15,5	72,1±0,7	2620±80	14,0±1,2	-8,74	23	189	3,62	6,7	11,0		
					Apr 91	17685	9565	-15,5	74,4±0,8	2370±80	12,2±0,6	-8,61	25	165	3,27	6,5	9,1	425	
22	Niestetal 1, Gemeinde	4623	3539290	5687570	Mai 82	11865	5305	-15,0	63,6±0,7	3635±90	6,4±1,0	-8,67	24	226	4,25	7,7	11,3		smS+H, 130 m
					Mai 92	18393	9955	-17,4	82,4±0,9	1560±85	10,7±0,7	-8,58	18	73	1,61	6,3	11,2	325	
23	Niestetal 2, Gemeinde	4623	3539760	5688150	Mai 82	11866	5306	-17,7	68,6±1,5	3015±180	<1,8	-8,76	16	122	2,36	7,0	11,1		smS+H, 150 m
					Mai 92	18394	9956	-15,7	76,4±1,1	2155±115	5,3±1,2	-8,65	21	122	2,48	6,7	11,1	340	
24	Niestetal 3, Gemeinde	4623	3541070	5686880	Mai 75		2421				7,2±0,6								smS+H, 125 m
					Mai 82	11867	5307	-18,5	75,3±1,0	2285±105	5,1±1,1	-8,69	24	92	2,05	6,9	10,4		
					Mai 92	18395	9957	-15,1	84,5±0,7	1355±70	4,8±1,2	-8,67	18	79	1,70	6,7	10,2	254	
25	Niestetal 4, Gemeinde	4623	3541640	5685560	Mai 82	11868	5308	-16,0	68,4±0,8	3050±95	6,5±0,6	-8,17	50	226	4,84	7,2	12,0		smS+H, 220 m
					Mai 92	18396	9958	-14,2	67,1±1,6	3205±170	<2,5	-8,65	18	214	3,92	6,8	11,2	451	
26	Niestetal 7, Städt. Werke Kassel	4623	3543920	5687480	Apr 91	17678	9558	-13,1	37,6±0,7	7850±145	<1,3	-8,50	8	165	2,89	7,1	12,2	283	smH+D, 290 m
27	Niestetal 6, Städt. Werke Kassel	4624	3548190	5685600	Apr 91	17680	9560	-17,1	46,6±0,7	6130±115	<1,3	-9,09	12	104	1,98	7,4	11,6	188	smH+D+V, 390 m
28	Niestetal 2, Städt. Werke Kassel	4623	3545000	5687070	Apr 91	17679	9559	-16,0	44,1±0,5	6580±90	<1,2	-8,80	17	122	2,39	7,1	11,6	233	smH+D, 280 m
29	Niestetal 3, Städt. Werke Kassel	4624	3549050	5685690	Apr 91	17681	9561	-14,0	26,2±0,5	10750±135	<1,2	-8,98	8	122	2,18	7,5	13,6	244	smH+D+V, 260 m, artesisch
30	WEGU Kassel	4623	3537990	5686450	Mai 75		2422				16,9±0,7								smS unter so, 100 m
					Mai 82	11864	5304	-13,6	57,9±0,8	4385±105	26,4±1,3	-8,35	31	214	4,21	7,0	12,0		
31	Kassel-Harleshausen	4622	3530120	5689730	Sep 73	5979	2019	-14,6	58,8±0,4	4270±50	37,0±1,2		33	452	8,16				smS unter so, 170 m
					Jun 76		2733				40,3±1,7	-9,24				7,3	11,6		
					Mai 82	11859	5299	-12,6	67,6±0,6	3150±70	58,4±1,8		43	457	8,47	6,9	10,8		
32	Kassel-Henschel Mittelfel	4622	3533140	5689360	Sep 73	5976	2020	-7,8	12,9±0,7	16450±425	<1,3		264	684	17,21	6,7	15,0		smS unter so, 200 m

Gebiet südlich des Kasseler Grabens

33	Tränkeweg 1, Städt. Werke Kassel	4722	3533930	5683460	Sep 73 Jun 76 Mai 82	5977 2729 11860	2021 2729 5300	-14,5 -13,5	51,0±1,0 52,9±1,1	5405±165 5105±175	4,4±0,8 10,5±0,9 24,3±1,3	-8,81	16 37	268 305	4,76 5,84	7,0 6,8	11,6 11,7		smS unter t, 160 m
34	Tränkeweg 2, Städt. Werke Kassel	4722	3534000	5683180	Sep 73 Mai 75 Jun 76 Mai 82	6427 2423 2730 11861	2178 2423 2730 5301	-13,0 -16,1	56,5±1,1 77,2±0,8	4565±155 2075±90	40,4±1,0 47,5±1,8 64,2±2,2 51,5±1,7	-8,89	26 29	232 220	4,39 4,27	7,1 6,8	11,7		smS+H, 187 m
35	Tränkeweg 3, Städt. Werke Kassel	4722	3533660	5683160	Sep 73 Mai 75 Jun 76 Mai 82		2179 2424 2731 5302				2,3±0,5 <2,6 5,5±0,5 5,0±1,1		28 46	244 287	4,64 5,75	7,1 6,6	11,2 11,8		smS+H, 180 m
36	Tränkeweg 4, Städt. Werke Kassel	4722	3534020	5682950	Jun 76 Mai 82		2732 5303				5,0±1,1 8,3±0,8		25	293	5,37	6,9	12,4		smS+H, 170 m
37	Baunatal 6 (Rengershausen neu)	4722	3531970	5678900	Sep 73 Mai 75 Mai 82 Nov 90	5978 2425 11883 17469	2022 2425 5323 9409	-14,5 -14,4 -13,8	42,5±0,5 46,9±0,5 44,9±0,5	6875±100 6090±90 6445±90	<2,5 <2,3 <2,2 <1,4	-8,23 -8,86	44 30 23	244 256 238	5,00 4,88 4,42	7,0 7,0 7,1	12,0 13,0 10,9	597	smH, 157 m
38	Baunatal 7 (Guntershausen)	4722	3531880	5677590	Nov 90	17474	9414	-12,6	61,5±0,5	3900±65	2,1±0,7	-8,75	21	238	4,38	7,2	9,5	552	smH, 55 m
39	Rengershausen alt (5)	4722	3531640	5679680	Sep 73	6429	2183	-15,3	71,3±1,2	2710±130	3,5±0,6		22	268	4,89	7,0	12,0		sm unter t, 115 m
40	VW I (Baunatal)	4722	3529840	5680160	Sep 73 Mai 75 Mai 82 Nov 90	5980 2427 11884 17468	2024 2427 5324 9408	-15,5 -15,3 -14,5	52,6±0,7 53,3±0,5 52,8±0,5	5160±105 5065±75 5125±80	<2,5 4,6±1,3 3,7±0,8 2,7±1,0	-8,60 -8,59	22 65 26	244 305 293	4,50 6,48 5,39	7,2 7,2 6,9	12,2 12,9 12,2	963	smS+H unter t, 200 m
41	VW II (Baunatal)	4722	3530150	5680010	Mai 82 Nov 90	11885 17467	5325 9407	-15,6 -15,1	45,2±0,4 45,2±0,6	6380±75 6380±110	<2,2 <1,3	-8,60 -8,80	37 28	268 262	5,23 4,93	7,2 7,0	12,4 11,3	534	smS+H, 200 m
42	VW III (Baunatal)	4722	3530500	5679880	Sep 73 Mai 75 Mai 82 Nov 90	6430 2428 11886 17466	2184 2428 5326 9406	-15,0 -15,1 -14,6	41,6±0,6 41,5±0,6 45,2±0,7	7040±125 7065±110 6365±110	<1,3 <2,3 <1,9 <1,9	-8,66 -8,82	14 38 28	280 305 275	4,91 5,86 5,14	7,0 7,3 7,0	12,0 12,2 10,2	589	smS+H, 170 m
43	VW IV (Baunatal)	4722	3530600	5680310	Nov 90	17465	9405	-14,4	43,5±0,5	6670±95	<1,3	-8,79	29	275	5,17	6,9	10,9	620	smH+smS, 160 m, unter 10 m t
44	VW V (Baunatal)	4722	3530620	5680680	Sep 73 Mai 82 Nov 90		2185 11887 17464				<1,9 <1,2 <2,0		26 41 41	390 323 256	6,98 6,23 5,13	6,8 6,9	11,2 12,2	543	smS+H
45	Baunatal 1	4722	3526420	5681220	Sep 73 Mai 75 Mai 82 Nov 90	6428 2426 11879 17470	2180 2426 5319 9410	-13,6 -13,5 -13,7	29,7±0,9 27,6±0,3 26,6±0,4	9730±235 10340±100 10640±125	<2,0 4,1±1,3 <1,1 <1,9		22 19 26	244 287 287	4,50 5,14 5,30	7,4 7,1 7,3	14,2 14,4 13,9	588	smS unter so+t, 207 m
46	Baunatal 2	4722	3526150	5680680	Sep 73 Mai 82 Nov 90 Jul 94		2181 11880 17471 20046				<1,0 <1,9 <1,2 <2,2		58 20 18 17	256 287 275 305	5,51 5,16 4,92 5,39	7,3 7,1 7,3 7,4	14,6 14,8 13,4 14,5	566 590	smS unter so+t, 220 m
47	Baunatal 3	4722	3526360	5679300	Sep 73 Mai 82 Nov 90 Jul 94	5979 11881 17472 20045	2023 5321 9412 11111	-14,4 -13,4 -13,6 -14,0	19,4±0,4 18,8±0,3 19,8±0,3 21,2±0,4	13165±165 13440±140 13030±120 12465±170	<1,3 <1,1 <1,2 <2,1		36 27 21 17	304 311 293 317	5,80 5,71 5,28 5,58	7,3 7,1 7,5 7,4	13,6 14,6 12,6 14,5	520 551	smS unter so+t, 150 m
48	Baunatal 4	4722	3525860	5679910	Sep 73 Mai 82 Nov 90 Jul 94		2182 11882 17473 20044				1,9±0,6 <2,5 <1,3 <1,2		16 19 14 17	244 305 281 305	4,36 5,43 4,92 5,39	7,4 7,0 7,4 7,3	14,8 15,3 14,2 15,7	536 559	smS unter so, 240 m

Nr.	Entnahmeort	TK	Rechts- Wert	Hoch- Wert	Datum	Hv	Bh	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	^{14}C -Wert pMC	^{14}C -Alter a v.h.	^3H TU	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	CO_2 mg/l	HCO_3 mg/l	$\text{TDIC}_{\text{field}}$ mMol/l	pH	T °C	EC mmS/cm	Geologie Tiefe des Brunnens	
49	Elgershausen (Schauenburg)	4722	3525420	5682780	Sep 73	5985	2029	-13,9	26,9±0,6	10560±175	<1,1		12	440	7,49	7,3	15,8		smS unter so+t, 245 m	
					Mai 82	11876	5316	-13,5	27,6±0,7	10330±205	<1,1	-8,91	40	305	5,91	7,4	16,0			
					Nov 90	17479	9419	-13,5	27,3±0,6	10425±175	<1,0	-8,81	22	299	5,40	7,4	14,5	628		
					Jul 94	20042	11108	-13,7	28,3±0,8	10145±225	<2,1	-8,89	20	329	5,85	7,3	16,4	602		
50	Hoof (Schauenburg)	4722	3523380	5684020	Sep 73	6431	2186	-14,7	39,7±1,0	7415±200	5,1±0,8		22	280	5,09	7,4	11,8		smS unter so+t, 300 m	
					Mai 82	11877	5317	-13,5	42,3±0,4	6915±85	<2,0	-8,68	20	275	4,96	7,6	11,8			
					Nov 90	17480	9420	-13,7	35,4±0,4	8345±100	<1,0	-8,82	10	256	4,42	7,4	11,7	469		
					Jul 94	20043	11109	-14,5	36,8±0,9	8015±190	<2,1	-8,84	10	274	4,72	7,6	13,3	490		
51	Breitenbach (Schauenburg)	4721	3522130	5682450	Sep 73	5984	2028	-15,7	55,4±0,7	4745±110	<1,6		18	438	7,59	7,3	11,6		smS unter so, 170 m	
					Mai 82	11878	5318	-14,9	54,1±0,5	4940±75	<1,1	-8,74	70	305	6,59	7,5	11,5			
					Nov 90	17481	9421	-15,0	53,3±0,6	5060±95	<1,2	-8,82	25	281	5,17	7,5	10,5	470		
52	Zierenberg alter Br.	4621	3518000	5687740	Nov 90	17459	9399	-16,0	73,0±0,9	2525±100	4,8±1,1	-9,08	12	214	3,78	6,5	9,4	491	smH+smS, 127 m	
53	Zierenberg neuer Br. (Oelshausen)	4621	3518020	5685300	Feb 91	17576	9470	-14,1	41,6±0,6	7040±115	<1,6	-9,00	15	244	4,34	7,9	12,2	444	smS unter so, 200 m	
54	Ehlen III (Habichtswald)	4721	3521020	5684540	Sep 73	5986	2030	-14,2	36,5±0,7	8100±160	<1,0		18	220	4,02	7,4	11,4		smS unter so, 200 m	
					Mai 82	11875	5315	-14,2	34,8±0,6	8485±130	<1,9	-8,91	19	220	4,04	7,8	11,8			
					Feb 91	17577	9471	-13,7	35,4±0,6	8345±125	<2,2	-9,04	12	214	3,78	7,9	10,6	416		
55	Quelle Kirchberg	4721	351962	5674560	Sep 73	5987	2031	-15,9	64,1±0,8	3575±100	<2,0		20	268	4,85	7,1	10,6		smS	
					Mai 75		2433			2,9±0,8										
					Mai 82	11897	5337	-15,9	63,1±1,1	3700±135	<2,4	-8,68	25	262	4,86	7,4	10,1			
					Mai 92	18390	9951	-15,6	64,8±1,1	3470±135	<2,3	-8,76	11	238	4,15	7,2	14,0	447		
56	Quelle Offenhausen (Emstal-Sand)	4721	3517700	5678440	Mai 92	18391	9952	-15,9	71,4±1,1	2715±130	8,7±1,2	-9,10	15	140	2,64	7,0	9,5	410	sm	
57	Kirchberg 1 (Gruppenwasserwerk)	4721	3519380	5674560	Mai 75		2434				<2,3								smS+H, 170 m	
					Mai 82	11894	5334	-16,0	58,9±0,7	4250±95	<2,2	-8,80	16	189	3,46	7,1	11,4			
					Nov 90	17461	9401	-15,5	66,3±1,0	3295±115	<2,0	-9,06	11	165	2,95	6,7	10,1	397		
58	Kirchberg 2 (Gruppenwasserwerk)	4721	3519600	5674720	Mai 82	11895	5335	-16,4	56,1±0,8	4640±110	<2,0	-8,53	22	213	3,99	7,2	11,2		smH, 216 m, unter Basalt	
					Nov 90	17462	9402	-12,6	61,0±0,7	3965±100	3,0±1,0	-8,95	12	195	3,47	6,9	10,3	416		
59	Kirchberg 3 (Gruppenwasserwerk)	4721	3518870	5675620	Mai 82	11896	5336	-16,3	59,9±0,8	4115±100	3,2±0,7	-8,33	33	213	4,24	7,0	11,2		smS+H, 260 m	
					Nov 90	17463	9403	-12,2	49,1±0,6	5725±90	<1,6	-8,91	10	214	3,74	7,0	10,9	418		
60	Söhrewald 1	4723	3538740	5678030	Mai 75		2429				<2,3								smD+H, 296 m	
					Mai 82	11873	5313	-15,7	37,4±0,5	7890±110	<2,0	-8,76	22	201	3,80	7,0	14,6			
					Jan 92	18115	9765	-15,3	36,1±0,7	8170±150	<1,4	-8,94	8	177	3,08	7,3	9,8	300		
61	Söhrewald 2	4723	3538660	5678660	Mai 82	11874	5314	-13,3	28,3±0,7	10155±205	<1,8	-8,75	20	238	4,36	7,2	16,9		smV+D, 360 m	
					Jan 92	18116	9766	-12,0	27,0±0,4	10510±120	<1,2	-8,92	5	232	3,92	7,6	16,1	376		
62	Eiterhagen	4823	3541580	5673330	Jan 92	18117	9767	-17,9	68,6±0,7	3025±85	<2,2	-9,00	28	158	3,23	6,5	9,6	174	smV(su), 120 m	
63	Lohfelden 1	4723	3538140	5680750	Mai 75		2430				5,2±0,6								smS+H, 150 m	
					Mai 82	11869	5309	-17,5	71,8±1,1	2665±120	11,1±1,0	-8,66	25	152	3,06	6,7	11,0			
					Nov 90	17475	9415	-17,9	70,1±1,3	2850±150	7,2±0,7	-8,77		201	3,30	10,6	10,1	323		
64	Lohfelden 2	4723	3537970	5680430	Mai 75		2431				<2,4								smH, 190 m	
					Mai 82	11870	5310	-18,6	60,1±0,7	4085±95	<2,0	-8,61	31	140	3,00	7,0	12,4			
					Nov 90	17476	9416	-16,2	52,7±0,5	5145±80	1,7±0,6	-8,84	11	146	2,64	7,4	11,2	270		
65	Lohfelden 3	4723	3537620	5679490	Mai 82	11871	5311	-18,8	60,3±1,0	4060±125	<1,8	-8,58	23	146	2,92	7,1	12,6		smH+D, 190 m	
					Nov 90	17477	9417	-16,2	58,6±0,8	4295±115	1,3±0,5	-8,87	12	122	2,27	7,2	11,0	241		
66	Lohfelden 4	4723	3536740	5679900	Mai 82	11872	5312	-12,5	50,9±0,6	5420±100	7,9±0,8	-8,67	23	171	3,33	7,3	12,0		smH+D, 195 m	
					Nov 90	17478	9418	-17,7	52,1±0,8	5235±130	<1,0	-8,88	14	165	3,02	7,0	11,3	284		

67	Gudensberg	4822	3524880	5672600	Mai 73	5983	2027	-13,3	46,4±0,4	6175±70	<1,5		24	256	4,74	7,3	15,0		smS unter t und so, 320 m		
					Mai 75		2432			<2,3											
					Mai 82	11888	5328	-14,3	53,6±0,6	5010±90	9,1±1,2	-8,62	41	323	6,23	7,6	11,0				
					Nov 90	17460	9400	-12,2	51,6±0,8	5310±115	4,4±0,7	-9,03	9	201	3,50	6,6	11,0	432			
68	Felsberg	4822	3528610	5666440	Sep 73	5981	2025	-11,5	12,4±0,3	16750±215	<2,5		44	512	9,39	7,0	18,2		smS unter t und so, 238 m		
					Mai 82	11889	5329	-11,0	13,1±0,3	16325±210	<2,0	-9,29	65	457	8,97	7,0	17,9				
69	Fritzlar 1 (Flugplatz)	4821	3519600	5664880	Sep 73	5982	2026	-12,1	22,1±0,2	12120±80	3,9±0,9		52	318	6,39	7,2	16,0		smS unter so, 168 m		
					Mai 82	11890	5330	-10,2	17,5±0,3	14015±150	<2,0	-9,13	49	384	7,41	7,1	16,4				
					Mai 92	18386	9947	-10,9	16,1±0,4	14695±185	<1,9	-9,52	30	390	7,08	7,1	16,7	650			
70	Fritzlar 2 (Flugplatz)	4821	3519600	5664880	Mai 75		2435				<2,3								smS unter so, 226 m		
					Mai 82	11891	5331	-12,1	23,1±0,3	11765±120	<2,4	-9,00	41	366	6,93	7,3	15,9				
					Mai 92	18387	9948	-12,0	22,1±0,4	12120±160	<1,9	-9,24	20	348	6,16	7,2	15,9	617			
71	Borken Stadt	4921	3521040	5656590	Mai 75		2436				<2,4								smS unter so+t, 280 m		
					Mai 82	11892	5332	-15,6	43,2±0,5	6745±100	<1,3	-8,71	12	207	3,67	7,4	18,4				
					Mai 92	18388	9949	-17,7	46,5±1,0	6155±165	<2,0	-8,97	9	171	3,01	7,8	18,4	321			
72	Gombeth	4921	3520920	5659400	Mai 82	11893	5333	-17,0	30,3±0,6	9585±160	<1,9	-8,92	19	152	2,92	7,3	18,2		smS unter so, 270 m		
					Mai 92	18389	9950	-16,4	29,6±0,4	9795±115	<2,0	-9,19	6	153	2,64	7,8	17,6	344			
73	Melsungen Br. Paularsch	4823	3545310	5669140	Apr 92	18274	9891	-12,5	66,2±0,7	3315±80	14,1±0,9	-9,07	3	116	1,97	7,4	9,4	240	smV, 180 m		
74	Br. Altes Gehäge	4823	3544240	5667900	Apr 92	18275	9892	-11,9	49,6±0,5	5635±85	10,0±0,7	-9,00	2	140	2,34	7,8	10,5	254	smV, 167 m		
75	Horn'sche Quelle	4823	3543800	5667510	Apr 92	18276	9893	-23,3	97,0±0,9	245±70	10,6±1,2	-8,83	46	62	2,06	5,7	7,3	94	sm		
76	Br. Köhler Platz	4823	3543820	5667310	Apr 92	18277	9894	-17,4	50,2±0,7	5525±105	<1,9	-9,00	1	195	3,22	7,6	10,7	304	smD+V, 220 m		
77	Br. Stadtwald	4823	3539640	5665860	Apr 92	18278	9895	-20,0	82,5±1,2	1540±115	3,9±1,1	-8,84	32	104	2,43	6,3	10,9	243	smV, 120 m		
78	Br. Hospital	4823	3540540	5665960	Apr 92	18279	9896	-14,8	56,8±0,8	4540±120	3,8±0,6	-8,79	13	159	2,90	7,1	10,2	314	smV, 100 m		
79	Br. Steinköpfchen	4823	3543200	5668780	Apr 92	18280	9897	-19,2	62,9±0,6	3720±80	9,8±1,2	-8,95	30	122	2,68	6,4	11,7	174	smV, 100 m		
80	Br. Salmsbach	4823	3543300	5671100	Apr 92	18281	9898	-19,6	50,6±0,5	5470±80	<1,9	-9,21	52	122	3,18	6,2	11,6	123	smV, 140 m		
81	Br. Ober-Melsungen	4823	3536530	5664220	Apr 92	18282	9899	-12,8	43,1±0,6	6765±110	4,5±0,7	-9,11	43	275	5,49	6,6	11,6	643	sm, 85 m		
82	Br. Weidengraben	4823	3537000	5662200	Apr 92	18283	9900	-14,6	79,3±0,7	1850±70	13,5±1,2	-8,80	15	250	4,44	7,1	9,9	520	sm, 50 m		
83	Br. Melgersh. Wiese	4823	3536940	5666680	Apr 92	18284	9901	-15,6	80,2±0,8	1775±80	13,5±1,2	-8,79	21	256	4,67	6,9	10,7	542	smV, 150 m		
84	Quelle Röhrenfurth	4823	3540630	5669880	Apr 92	18285	9902	-22,9	110,7±0,9		25,6±1,6	-8,93	28	12	0,83	5,7	7,9	167	smV		
85	Spangenberg Moershsn.	4823	3543400	5663670	Jan 79	9379	3896	-11,4	32,4±0,7	9095±170	<2,4		10	214	3,74	6,8	12,0		Z3, 217-228 m		
86	Haarhausen Br. IX	4921	3517310	5652660	Apr 90	17019	9018	-19,0	77,6±1,1	2035±115	23,2±1,0	-8,65	9	104	1,91	7,5	10,8	450	smH, 170 m		
87	Br. VI	4921	3516910	5653440	Apr 90	17020	9019	-18,9	74,1±0,8	2390±85	3,2±0,7	-8,77	28	128	2,73	6,6	10,5	293	smS+smH, 165 m		
88	Br. VIII	4921	3517690	5654150	Apr 90	17021	9020	-15,7	57,3±0,5	4475±65	<2,5	-8,72	23	305	5,52	7,3	10,7	452	smS+smH, 170 m		
89	Br. II	4921	3517700	5654130	Apr 90	17022	9021	-16,1	62,9±0,6	3735±80	<2,3	-8,68	21	250	4,58	7,1	10,7	401	smS, 60 m		
90	Br. V	4921	3517400	5654740	Apr 90	17023	9022	-17,4	87,7±0,8	1060±75	12,7±1,0	-8,62	30	171	3,49	6,9	9,8	500	smS+smH, 165 m		
91	Br. I	4921	3518110	5654900	Apr 90	17024	9023	-17,4	70,2±0,7	2840±75	5,8±0,6	-8,71	21	189	3,58	6,9	11,0	438	smS, 60 m		
92	Br. III	4921	3518260	5653720	Apr 90	17025	9024	-19,0	73,5±0,7	2470±80	22,5±1,6	-8,75	32	134	2,92	6,7	10,3	672	smS, 60 m		
93	Br. Rohrbach I (37), Hirschhagen	4724	3548300	5677420	Mär 90	16985	8957	-18,4	61,1±0,7	3960±90	<2,6	-8,94	38	146	3,26	6,8	9,9	144	smV+smD, 260 m		
94	Br. Rohrbach II (43)	4724	3548304	5677440	Mär 90	16986	8958	-23,4	85,5±0,8	1250±75	28,3±1,7	-9,04	74	36	2,27	5,5	7,9	154	smH, 45 m		
95	Br. Helsaer Tor (27)	4724	3549190	5677480	Mär 90	16987	8959	-21,4	69,6±1,3	2915±145	<1,7	-9,06							sm, 220 m		
96	Br. 80 Hirschhagen	4724	3549143	5677110	Mär 90	16988	8960	-25,2	73,9±2,0	2425±200	<2,2	-9,15							smH, 100 m		
97	IVG Br. 1	4724	3549120	5675570	Mär 90	16989	8961	-23,6	94,8±1,3	430±115	21,1±1,5	-8,86							sm, 100 m		
98	IVG Br. 3	4724	3548420	5676000	Mär 90	16990	8962	-22,9	99,7±1,4	25±115	19,2±1,5	-9,05							sm, 120 m		
99	Hessich-Lichtenau, B 82	4724	3548710	5677448	Jan 92	18114	9764	-21,6	87,7±0,8	1055±80	6,4±0,8	-9,22	68	62	2,56	5,9	7,9	84	smH, 62 m		
100	Neukirchen Br. Goldbach	5122	3523600	5638650	Apr 91	17677	9557	-18,1	83,2±1,0	1475±95	<1,2	-9,10	25	55	1,47	6,8	11,6	141	smV, smH, 270 m		
101	Melsungen Neubr.,	4823	3536650	5667940	Jul 94	20047	11113	-13,7	38,8±0,4	7620±90	<2,1	-8,96	46	225	4,73	6,7	14,4	690	smD+smV, 316 m		

Fortsetzung Tab. 1.

Nr.	Entnahmeort	TK	Rechts- Wert	Hoch- Wert	Datum	Hv	Bh	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	^{14}C -Wert pMC	^{14}C -Alter a v.h.	^3H TU	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	CO_2 mg/l	HCO_3 mg/l	$\text{TDIC}_{\text{Feld}}$ mMol/l	pH	T °C	EC mmS/cm	Geologie Tiefe des Brunnens
Melgershausener Berg																			
102	Baunatal K	4722	3531129	5679414	Okt 94	20232	11234	-14,9	56,6±0,5	4580±65	<1,4	-8,41							sm unter 34 m t, 115 m
103	Baunatal G	4722	3527888	5680239	Okt 94	20233	11235	-14,8	25,0±0,3	11125±120	<1,3	-8,79							sm unter 145 m so, 210 m
104	Baunatal H	4722	3528805	5680545	Okt 94	20230		-15,3	33,3±0,6	8835±145									sm unter 131 m so, 200 m
105	Baunatal F	4722	3529224	5679462	Okt 94	20231		-16,0	80,1±0,7	1780±65									sm unter 34 m
106	Schwalmstadt Br. Wiera	5120	3510010	5637920	Jun 93	19167	10646	-16,5	68,9±1,1	2995±135	10,2±0,7	-8,92	20	140	2,75	7,1	9,3	278	sm, 52 m
107	Schwalmstadt Br. Allendorf	5021	3515720	5646870	Jun 93	19168	10647	-17,6	55,2±0,5	4780±80	5,2±1,2	-8,75	52	110	2,99	10,5	10,9	296	sm, 50 m
108	Schwalmstadt Br. Schützenwald	5021	3518300	5643240	Jun 93	19169	10648	-18,4	40,6±0,6	7220±130	<1,8	-8,81	54	140	3,52	6,3	15,8	222	sm unter 130 m t, 220 m
109	Willingshausen Br. Merzhausen	5121	3516380	5633910	Jun 93	19170	10649	-12,4	35,8±0,6	8255±135	<1,4	-9,10	6	201	3,43	7,9	13,7	285	su, 135 m, artesisch
110	Neukirchen Br. Eichenwald	5122	3525260	5638290	Jun 93	19171	10650	-18,7	78,6±0,8	1925±85	6,6±1,7	-9,05	14	122	2,32	7,4	11,9	225	sm, 70 m
111	Neukirchen Br. Sommerleid	5122	3526620	5639530	Jun 93	19172	10651	-15,6	45,4±0,7	6245±125	<2,2	-8,90	14	183	3,32	7,4	11,9	272	smH, smD, smV, 222 m
112	Frielendorf Br. Todenhagen	5021	3519040	5648450	Jun 93	19173	10652	-9,9	18,5±0,4	13575±150	<1,2	-9,25	11	171	3,05	7,1	16,8	350	sm unter t, 220 m
113	Frielendorf Br. Lenderscheid	5022	3526150	5646850	Jun 93	19174	10653	-20,9	71,8±1,0	2665±110	<1,8	-8,88	363	122	10,25	7,4	12,8	120	sm, 200 m
114	Frielendorf Br. Frielendorf	5021	3523240	5648800	Jun 93	19175	10654	-14,8	42,2±0,7	6945±130	<1,2	-8,94	12	134	2,47	7,4	14,8	250	t, 154 m
115	Hess.-Lichtenau Br. Walburg	4724	3554010	5675650	Jul 94	20048	11114	-14,8	79,3±0,8	1865±80	15,1±1,3	-8,96	13	238	4,20	7,4	10,0	540	smS-smV, 200 m
116	Hess.-Lichtenau Br. Querenberg	4724	3556930	5680090	Jul 94	20049	11115	-14,1	60,6±0,7	4025± 95	15,1±0,7	-9,15	3	177	2,97	7,5	10,8	429	smV, smH, 270 m

Hv Analysen-Nr. ^{14}C -Labor Hannover

Bh Analysen-Nr. Tritium-Untersuchung

M Mineralwasser (in rechter Spalte)

Brigitta Ruth Carson*

Zur Eignung der tertiären Tone von Wimpfsfeld (Westerwald) als mineralische Schadstoffbarriere unter Einfluß von anorganischen Sickerwässern

Kurzfassung

Tone gelten als Grundwasserge-
ringeleiter und daher als geeignetes
Barriermaterial zur Einkapselung
von Deponien. Für die Eignungsprü-
fung nach TA-Abfall wird der Nach-
weis eines definierten Durchlässig-
keitsbeiwertes gefordert, weiterhin
bodenphysikalische Kennwerte, die
für den optimalen Einbau des Mate-
rials erforderlich sind. Prüfwerte
über die Anfälligkeit des Materials
gegenüber Einwirkungen aggressiver
Deponieinhalstoffe werden
nicht gefordert.

Die vorliegende Arbeit liefert ei-
nen Beitrag zur Untersuchung der
Reaktivität von Barriermaterial un-
ter Sickerwassereinfluß.

Untersuchungsziel war, zu klären,
ob unter dem Einfluß anorganischer
Sickerwässer Veränderungen der in-
genieurgeologischen, geochemi-
schen und mineralogischen Eigen-
schaften einer verdichteten Tonbar-
riere auftreten, und ob es dadurch
zu Beeinträchtigungen der Funktion
einer mineralischen Barriere
kommt.

Als Untersuchungsmaterial wurde
das Produkt Secursol 3310 aus
dem tertiären Ton Wi 310 aus dem
Westerwälder Grubenfeld Wimpfs-
feld bei Mengerskirchen verwendet,
ein schluffiger Ton aus vorwiegend
Kaolinit, Illit und hohem Quarzan-
teil in der Schlufffraktion.

Für den Secursol 3310 wurde eine
Eignungsprüfung zur Verwendung
als mineralische Schadstoffbarriere

gemäß TA-Abfall durchgeführt.
Nach erfolgtem Eignungsnachweis
wurde in einem Feldversuch das
Material als mineralische Barriere
gemäß TA-Abfall in drei Testbecken
eingebaut und einer 17-monatigen
Beanspruchung durch drei verschie-
dene anorganische Testlösungen
ausgesetzt. Diese Testlösungen wa-
ren sauer bei pH 3, basisch bei pH 11
und salin als 1 %ige Salzlösung.

Aus den Testbecken wurde in mo-
natlichen Abständen über 17 Mona-
te hinweg Porenflüssigkeit aus ge-
zielten Bereichen der Tonbarriere
gewonnen. Zusätzlich wurden im
Abstand von drei Monaten Proben
aus der Tonbarriere gezogen. Fol-
gende Parameter wurden am Secur-
sol 3310 untersucht: Kornverteilung,
Plastizität, Wasseraufnahmevermö-
gen, Durchlässigkeit, Zusammenset-
zung der Testlösung, Zusammenset-
zung der Porenwässer, Kationenbe-
legung und -Austauschkapazität, mi-
neralogische Zusammensetzung
und Mikrogefüge.

Der Aufschlag von basischem
Sickerwasser bewirkte eine Verrin-
gerung des Feinkornanteils, Plasti-
zität und Wasseraufnahmevermö-
gen wurden herabgesetzt. In REM-
Aufnahmen wurden amorphe Nie-
derschläge im Ton festgestellt. Eine
vorübergehende Belegung der Aus-
tauscherplätze mit Natrium aus
dem Sickerwasser normalisierte
sich mit der Pufferung der Testlö-
sung. Das Gefüge war dispers mit

Verklebungen durch die amorphen
Niederschläge.

Im salinen Testfeld verringerte
sich die Plastizität des Tons. Die
Wasseraufnahmekapazität und die
Durchlässigkeit erhöhten sich. Die
Austauscherplätze am Tonmineral
wurden zugunsten der Sickerwas-
serinhalstoffe bei gleichbleibender
Kationenaustauschkapazität umbe-
legt. Das Gefüge war parallel einge-
regelt und flokkuliert.

Unter saurem Sickerwassereinfluß
wurde die Verschiebung der bo-
denphysikalischen Parameter zu
größerer Plastizität bei Erhöhung
des Feinkornanteils und größerer
Wasseraufnahmekapazität beobach-
tet. Die Durchlässigkeit wurde er-
höht. Die Mobilisation von Alkali-
und Erdalkalitionen vom Austau-
scher belegte die Versauerung des
Tones und den beginnenden Tonmi-
neralzerfall. Das Gefüge war flokku-
liert.

Im Hinblick auf die Auswirkung
in der Praxis konnten für alle drei
Versuchstypen durch den Sicker-
wassereinfluß bedingte Veränderun-
gen der Materialeigenschaften fest-
gestellt werden. Keine der gemessenen
Veränderungen des Secursol
3310 ging jedoch innerhalb des Ver-
suchszeitraumes so weit, daß die An-
forderungen der Eignungsprüfun-
gen nach TA-Abfall nicht mehr er-
füllt wären. Eine Prognose über wei-
ter fortschreitende Verschiebungen
der Materialkennwerte ist aus den

* B. Carson, Bienengarten 3, 56072 Koblenz

derzeitigen Ergebnissen nicht eindeutig möglich. Derartige wirklichkeitsnahe Tests zur Beständigkeit eines Deponieabdichtungsmaterials sollten zur herkömmlichen Eignungsprüfung nach TA-Abfall hinzu-

gefügt werden, da sie in jedem Falle eine Aussage über die Reaktivität des Materials unter Deponiebedingungen erlauben.

Zur Klärung des maximal erreichbaren Ausmaßes der Veränderung

der Eigenschaften sind Langzeituntersuchungen mit Sickerwasserbeaufschlagungen von mehreren Jahrzehnten Dauer notwendig.

Abstract

Clay is evaluated as impervious and therefore estimated as a suitable lining for hazardous waste sites. For its qualification, according to the TA-Abfall predominantly evidence of a defined permeability rate is required along with other petrophysical characteristics, which must be known for an optimal installation of the material. Tests on the susceptibility of the material to the effects of aggressive waste seepage solutions are not required.

This thesis gives a contribution to the investigation of the reactivity of mineralic lining material under the influence of waste seepage. The intention is, to detect changes of the engineering geologic, geochemical and mineralogic properties of a compacted clay lining induced by contact with industrial waste, and whether the function of this lining is affected.

The tested material is a tertiary clay product named Secursol 3310 from the clay pits Wimpfsfeld near Mengerskirchen, Westerwald, Germany. This silty clay consists mainly of quartz, kaolinite and little illite.

First Secursol 3310 was tested according to the requirements of the TA-Abfall, and the aptitude as a mineralic lining was proved. In a field experiment the material was installed into three test basins as a mineralic lining and exposed to three different test solutions for 17 months. These were alkaline at pH

11, saline at 1%-concentration and acid at pH 3.

Out of the test basins in monthly intervals samples of the pore liquid were drawn. Every three months clay samples were taken from the clay lining under the test basins. The following parameters were analysed: grain size distribution, plasticity, storage capacity, permeability, composition of the test liquids, composition of the pore liquids, cation distribution, cation exchange capacity, mineralogic composition and microtexture.

The exposure to the alkaline test solution of NaOH caused the reduction of the finest grain portion. Plasticity was slightly, storage capacity was greatly diminished. Under the electron microscope an amorphous thick coating of the clay aggregates was detected. A temporary occupation of the adsorption complex normalised along with the neutralisation of the test solution. The texture was dispersed with agglutinations caused by the amorphous coatings.

In the saline test basin after adsorption of most of the cations from the test liquid, plasticity diminished. Storage capacity and permeability increased. The adsorption complex of the clay was occupied by the ions offered from the test solution, the total cation exchange capacity remained unchanged. The texture was flocculated with parallel orientation.

Under the influence of the acid test solution the petrophysical characteristics merged toward greater plasticity linked with an increase of the finest grain portion and the water storage capacity. Permeability increased. The mobilisation of aluminic and earth aluminic ions off the adsorption complex indicates the beginning destruction of the clay minerals. The texture was flocculated.

The achieved results were discussed with respect to their effects on practical use.

For all three types of test solutions changes of the material characteristics were detected. None of the measured changes became so strong during the 17 months of the experiment, that the clay hadn't still fulfilled the requirements of TA-Abfall. A prognosis about proceeding changes of the material characteristics cannot be clearly concluded from the present results. Experiments similar to these, carried out under realistic circumstances should be added to the presently required aptitude tests of the TA-Abfall, as they do allow a statement on the reactivity of the material under field conditions.

For the investigation of the maximum achievable changes of the material properties long term investigations with exposures of several decades are necessary.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	65
1.1 Allgemeines	65
1.2 Problemstellung und Lösungsansatz	69
2. Der Feldversuch	71
2.1 Versuchsaufbau	71
2.2 Das untersuchte Material : Secursol 3310	74
2.3 Bodenphysikalische Klassifikation nach TA-Abfall	77
2.4 Geochemische und mineralogische Eigenschaften	78
2.5 Bewertung der Eignungsprüfung des Secursol 3310	79
3. Ergebnisse des Feldversuches	79
3.1 Veränderung der bodenphysikalischen Eigenschaften	79
3.1.1 Veränderung der äußeren Merkmale	79
3.1.2 Kornverteilung	79
3.1.3 Veränderung der Plastizität	80
3.1.4 Veränderung des Wasseraufnahmevermögens	81
3.1.5 Veränderung des Carbonatgehalts	82
3.1.6 Veränderung des Glühverlusts	82
3.1.7 Veränderung der Durchlässigkeit - in situ-Bestimmung	82
3.1.8 Veränderung der Durchlässigkeit - Laborversuch	83
3.2 Veränderung der geochemischen Eigenschaften	83
3.2.1 Veränderungen der Zusammensetzung in den Überstau- lösungen	83
3.2.3 Veränderungen des pH-Wertes	84
3.2.4 Veränderungen der Kationenbelegung und der Kationen- austauschkapazität in der Tondichtung	85
3.2.5 Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Porenlösung	87
3.3 Veränderung der mineralogischen Eigenschaften	88
3.3.1 RD - Röntgendiffraktometrie	88
3.3.2 REM - Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen	88
3.4 Veränderungen der Eigenschaften des Secursol 3310 unter Sickerwassereinfluß - ein Überblick	89
4. Diskussion der Ergebnisse	89
5. Schriftenverzeichnis	94

1. Einleitung

Die Frage der Abfallbeseitigung stellt in unserer Gesellschaft ein großes Problem dar. Recycling und Müllvermeidung reduzieren zwar die Menge des ständig neu zu entsorgenden Materials, doch entsteht sowohl bei der Wiederverwertung als auch bei der Verbrennung nicht nutzbarer Restmüll mit hoher Schadstoffkonzentration (Biedermann 1989), den es schadlos endzulagern gilt.

In Anbetracht des enormen Müllberges, der stetig weiter wächst, sind Ingenieure und Wissenschaftler unserer Zeit gefordert, sichere Deponien zum langfristigen Schutz der Umweltgüter Luft, Boden und Wasser zu entwickeln.

1.1 Allgemeines

Ton vereinigt mehr der für Deponieabdichtungen geforderten Eigenschaften in sich als jedes andere gängige Dichtungsmaterial. Von den Eigenschaften eines Tones hängt die Standsicherheit und die Durchlässigkeit einer mineralischen Deponiebasisabdichtung ab.

Die Größenordnung der bodenphysikalischen Eigenschaften hängt stark von der Zusammensetzung des Materials ab. Maßgebend ist dabei das vorhandene Tonmineralspektrum. 2 : 1-Schichtsilikate (Smectite) haben die kleinsten Korngrößen, ihr Adsorptions- und Ionenaustauschvermögen ist hoch und sie zeigen ein ausgepräg-

tes Quell-Schrumpfungsverhalten. 1:1-Schichtsilikate (Kaolinite) dagegen haben im Vergleich ein geringes Quell- und Schrumpfungsvermögen. Ihr Adsorptions- und Ionenaustauschvermögen und damit ihre Filterkapazität ist gering.

Auf der Fähigkeit zur Anlagerung und zum Austausch von Ionen beruht das Adsorptionsvermögen von Ton (Moore 1992), welches ein wichtiges Kriterium für die Eignung als Schadstoffbarriere ist. Die Höhe der Kationenaustauschkapazität ist für jede Tonmineralart verschieden. Etliche Schadstoffe, besonders Schwermetallionen, haben eine hohe Affinität zu Tonmineralen und können im mineralischen Teil der Deponiebasisabdichtung adsorptiv festgelegt werden. Erst wenn das Adsorptionsvermögen der mineralischen Barriere voll ausgeschöpft ist, kann der Durchbruch des adsorptionsfähigen Schadstoffes in das Umfeld der Deponie und als Folge die Kontamination von Boden und Grundwasser erfolgen.

In der Tonbarriere ist die Bindung von Schadstoffen an Tonpartikel weitgehend abhängig vom pH-Milieu im System. Bestenfalls ist diese Bindung ein dauerhaftes Festhalten des Schadstoffes, doch ist das Freiwerden des Schadstoffes, seine Desorption, in Abhängigkeit von der Bindungsform, der Schadstoffkonzentration im Porenwasser und des pH-Werts im System möglich.

Tone haben aufgrund ihrer Feinkörnigkeit ein sehr geringes Porenvolumen. Dies bedingt geringe Durchlässigkeiten, die durch Verdichtung, d.h. eine mechanische Kompaktion und weitere Verringerung des Porenraums noch verbessert werden können. Tone gelten daher zwar im allgemeinen als Grundwassergeringleiter; dabei spielt jedoch die Diffusion eine wichtige Rolle, deren Transportgeschwindigkeit mit den gegebenen Durchströmungsgeschwindigkeiten durchaus vergleichbar ist (Schneider & Göttner 1991). Auch kann z.B. infolge von Verdunstung auf einer Seite einer Tonbarriere eine Strömung der fluiden Phase entstehen, in der der Transport gelöster Stoffe gegeben ist. Demnach ist keine Deponieeinkapselung mit Tonen absolut dicht. Ihre Funktion kann lediglich darin bestehen, potentielle Schadstoffe möglichst lange zurückzuhalten, bestenfalls zu binden oder zumindest in umweltverträglichen Dosen an die Umwelt abzugeben.

Tone sind plastisch verformbar, sie passen sich bis zu einem gewissen Maße Bewegungen, wie sie z.B. durch Setzungen des Deponiekörpers entstehen, an, ohne zu reißen oder zu zerbrechen. Ist das Maß der plastischen Verformbarkeit eines Tons überschritten, kommt es zum Abscheren des Tons mit Riß- oder Gleitflächenbildung. Die Scherfestigkeit eines Tons variiert je nach seiner mineralogischen Zusammensetzung, Kornverteilung, Kornform und Textur.

Die Basisabstände der Tonminerale können durch die

Einlagerung zusätzlicher Ionen oder polarisierter Moleküle ganz erheblich gesteigert werden. Dabei kommt es je nach Menge der aufgenommenen Substanz zu teilweise enormem Volumen- und Gewichtszuwachs. Man spricht von der Quellsfähigkeit eines Tonminerals. Ein indirektes Maß für die Quellsfähigkeit von Tonen in Wasser ist das Wasseraufnahmevermögen. Umgekehrt bedingt ein Wasserverlust die Schrumpfung des Tons.

Nicht zuletzt ist die Wahl von Tonen als Abdichtungsmaterial auch aus finanziellen Gründen sinnvoll. Im Gegensatz zu synthetischen Abdichtungen wie z.B. Gele, Folien oder Beton ist Ton mengenmäßig leichter verfügbar und auch um ein Vielfaches preisgünstiger.

Die Wirksamkeit einer Deponiebarriere aus Ton hängt neben den Eigenschaften des Tons auch von den Eigenschaften der Deponieinhalstoffe und deren Wechselwirkungen mit der Tonbarriere ab.

Um jedes Tonmineral und die angelagerten Ionen der diffusen Schicht existiert eine Ladungswolke, die aus der Summe der angehäuften Ladungen resultiert. Nähern sich zwei Tonteilchen einander, so treten ihre Ladungswolken in Wechselwirkung zueinander. Czurda (1989) prägte für den Zwischenraum zwischen zwei Tonmineralen, der von zwei einander gegenüberliegenden Hydrathüllen erfüllt ist, den Begriff der „Diffusen Doppelschicht“.

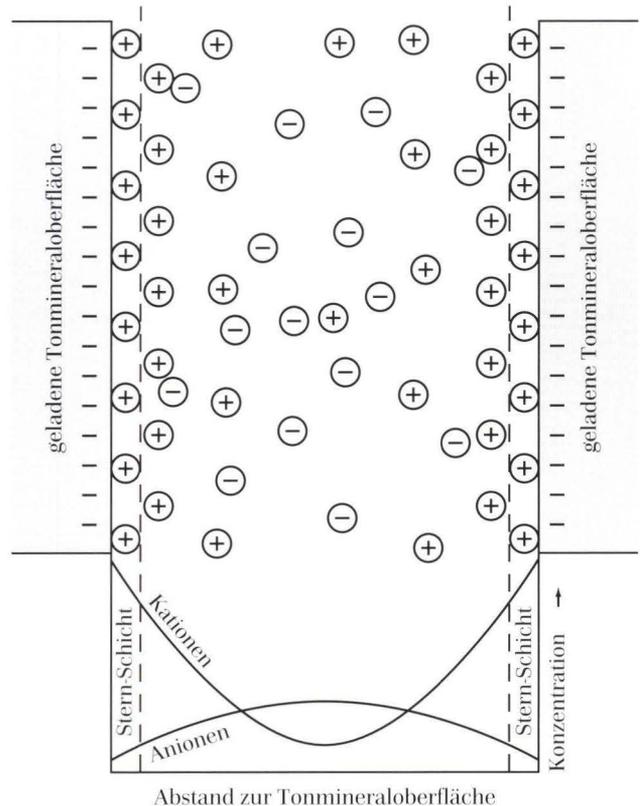


Abb. 1. Die diffuse Doppelschicht (ergänzt nach Hanshaw 1972 und Czurda 1989).

Tab. 1. Parameter, die die Dicke der diffusen Doppelschicht beeinflussen (Madsen & Mitchell 1989)

Porenflüssigkeitsparameter	Änderung der Parameter	Änderung der Dicke der Doppelschicht	Tendenz Texturänderung	Einfluß auf hydraulische Durchlässigkeit
Dielektrizitätskonstante	Zunahme	Zunahme	dispers	Abnahme
	Abnahme	Abnahme	flokkuliert	Zunahme
Elektrolytkonzentration	Zunahme	Abnahme	flokkuliert	Zunahme
	Abnahme	Zunahme	dispers	Abnahme
Kationenvalenz	Zunahme	Abnahme	flokkuliert	Zunahme
	Abnahme	Zunahme	dispers	Abnahme
Kationengröße	Zunahme	Zunahme	dispers	Abnahme
	Abnahme	Abnahme	flokkuliert	Zunahme
pH	Zunahme	Zunahme	dispers	Abnahme
	Abnahme	Abnahme	flokkuliert	Zunahme
Anionenadsorption	Zunahme	Zunahme	dispers	Abnahme
	Abnahme	Abnahme	flokkuliert	Zunahme

pelschicht“, der die negativ geladenen Tonmineraloberflächen und die diffuse Ionenschicht dazwischen umfaßt (Abb. 1).

Nach Jasmund & Lagaly 1993 entstehen durch die Ausbildung einer diffusen Ionenschicht Wechselwirkungen zwischen den Teilchen kolloidaler Dispersionen, im vorliegenden Falle den Tonmineralen. Die Verteilung der Ionen auf der Tonmineraloberfläche, die Dicke der diffusen Doppelschicht sowie Art und Verteilung der Ladungen wird beeinflusst durch Elektrolytkonzentration, Dielektrizitätskonstante, Temperatur und Kationenvalenz. Die Variation dieser Parameter steuert in einem komplexen Zusammenspiel die Ausbildung des Tongefüges (Tab. 1).

Die Wertigkeit der Ionen in der Porenlösung kann die Ausbildung der diffusen Doppelschicht ganz entscheidend beeinflussen. Nach Lagaly (1988) vernichtet Calcium in hohen Konzentrationen sogar die diffuse Doppelschicht, indem es eine zentrale Ionenschicht bildet, die eine sehr starke Anziehung zwischen den Teilchen verursacht.

Die Ladungsverteilung wird durch den pH-Wert beeinflusst. Beim Ladungsnullpunkt von Kaolinit bei pH-Wert 7 werden die negativen Ladungen der Schicht-

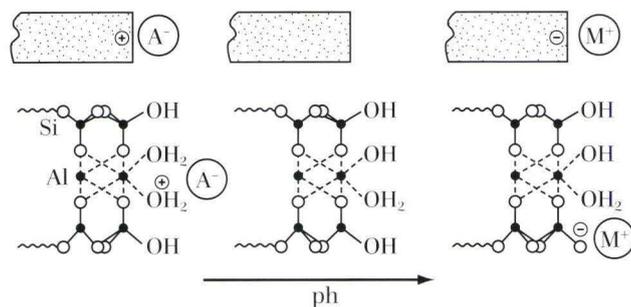


Abb. 2. pH-Abhängigkeit der Ladungsverhältnisse an den Tonmineralanten (aus Lagaly 1988) A = Anion, M = Metallkation.

flächen durch Wasserstoffbrücken kompensiert und mit der nächsten Elementarschicht verbunden, die negativen Ladungsüberschüsse der Tonmineralanten sind ebenfalls mit Protonen ausgeglichen. Bei niedrigem pH-Wert werden weitere Protonen an die Tonmineralanten angelagert, es entsteht positiver Ladungsüberschuss. Dies hat eine flokkulierte Textur zur Folge, bei der Kante-Fläche-Kontakte entstehen. Je höher der pH-Wert im System, desto größer die Tendenz zur Abspaltung der H⁺-Ionen von den OH-Gruppen, die an den Kanten der Tonmineralplättchen sitzen. Entsprechend wird auch an den Tonmineralanten die Ladung des Tonteilchens negativ (Abb. 2).

Das koagulierte Mikrogefüge von Tonen wird bestimmt durch die Art und Verteilung der Oberflächenladungen an den Tonmineralkristallen. Daraus ergeben sich Kante-Fläche-, Fläche-Fläche- oder Kante-Kante-Kontakte, mit denen sich Aggregate formieren (Abb. 3).

Je nach Anordnung der Tonminerale sind verschiedene Porentypen vorhanden (Abb. 4). Generell unterscheidet man:

- Intrakristallporen, die zwischen den Elementarschichten der Tonmineralkristalle liegen,

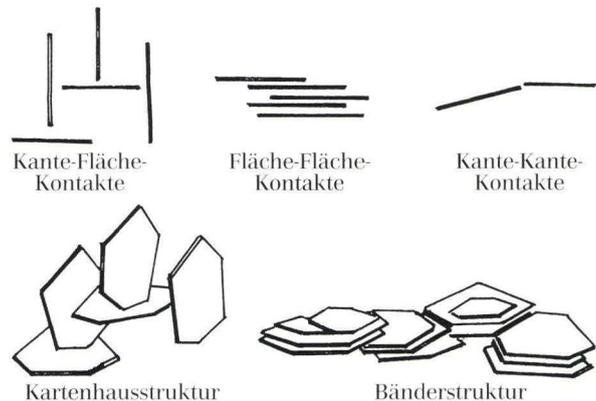


Abb. 3. Aggregierungsmöglichkeiten von Tonmineralplättchen.

- Interkristallinporen, die sich zwischen den Tonmineralkriställchen befinden. Bei hohen pH-Werten formieren sich die Kristalle zu Stapeln, die als „books“, „domains“ oder „clusters“ bezeichnet werden (Sloane & Kell 1966). Auch innerhalb dieser domains liegen Interkristallinporen vor, die allerdings schlitzförmig, d.h. sehr flach sind.
- Die domains formieren sich zu Aggregaten, d.h. zu begrenzten homogenen Bereichen mit einheitlicher Struktur. Innerhalb der Aggregate befinden sich die Intraaggregatporen.
- Zwischen den Aggregaten liegen die Interaggregatporen, die nach Scheffer & Schachtschabel (1982) infolge der Bodenbeanspruchung aus Scher- und Trennbrüchen entstehen.

Das Gefüge eines Tons beeinflusst seine Durchlässigkeit ganz entscheidend. Man stelle sich z.B. einen Ton vor, der in dispergiertem Zustand als mineralische Barriere eingebaut wird. Geht dieser Ton durch den Einfluß von Sickerwasser in den flokkulierten Zustand über, vergrößern sich die Interaggregatporen erheblich, womöglich bilden sich sogar Schrumpfrisse: die Durchlässigkeit steigt.

Der umgekehrte Fall, bei dem ein im flokkulierten Zustand eingebauter Ton dispergiert, scheint zunächst günstiger. Die Interkristallinporen vergrößern sich, d.h. der Abstand zwischen den einzelnen Kriställchen wächst. Der Porendurchmesser eines dispergierten Tones (Interkristallinporen) ist erheblich geringer als der eines nachträglich flokkulierten Tones (Intraaggregatporen) und somit auch dessen Durchlässigkeit. Die nachträgliche Dispergierung hat jedoch einen Volumenzuwachs zur Folge, der sich in einer Quellung des Tones ausdrückt. Unter unglücklichen Umständen kann es zu einer geringfügigen Hebung und dadurch zum mechanischen Versagen der mineralischen Barriere im Randbereich der Quellung, d.h. wiederum Rißbildung, vielleicht

sogar zum Zerreißen der Dichtungsfolien kommen.

Über das Verhalten von Ton im eingebauten Zustand, dessen Reaktion auf Sickerwasserkontakt und die Auswirkung dieser Reaktion auf die Beständigkeit der Deponiedichtung besteht noch immer Forschungsbedarf. In jüngster Zeit wurden etliche Empfehlungen und Richtlinien, insbesondere die Technische Anleitung Abfall (TAA) herausgegeben, in denen die bautechnischen Anforderungen an mineralische Deponiebasisabdichtungen festgelegt sind. Auch zur Materialeignungsprüfung wurden Richtlinien erstellt, die ständig überarbeitet werden und den schnell fortschreitenden Stand der Technik widerspiegeln.

Deponieabdichtungssysteme sollen nach den in der TA-Abfall (1993) gegebenen Beispielen oder mit gleichwertigen Systemen geplant und hergestellt werden. Die Material- und Prüfanforderungen bei der Herstellung von Deponiebasisabdichtungssystemen und die geforderten Material- und Einbauparameter sind in Anhang E der TA-Abfall (1991) festgelegt.

Trotz des Einbaus von mineralischen Barrieren nach modernstem technischem Standard sind die Risiken und Gefahren, die noch immer von Deponien ausgehen, nach wie vor beträchtlich. Noch immer ist es nicht gelungen, Materialien für die absolut dichte Einkapselung der aggressiven und giftigen Abfallstoffe unserer Industriegesellschaft zu finden. Konvektion und Diffusion sind auch in mineralischen Barrieren mit kleinsten Durchlässigkeiten möglich.

Gemäß dem Sprichwort „Jede Kette ist so stark wie ihr schwächstes Glied“ muß leider davon ausgegangen werden, daß auch bei gewissenhaftester Bauausführung mit theoretisch optimaler Dichtigkeit der Barriere dennoch Schwachstellen, z. B. an Nahtstellen, existieren, die einen Schadstoffaustritt möglich machen.

Nach den Erfahrungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit weichen auch verdichtete Tone bei dauerhaftem

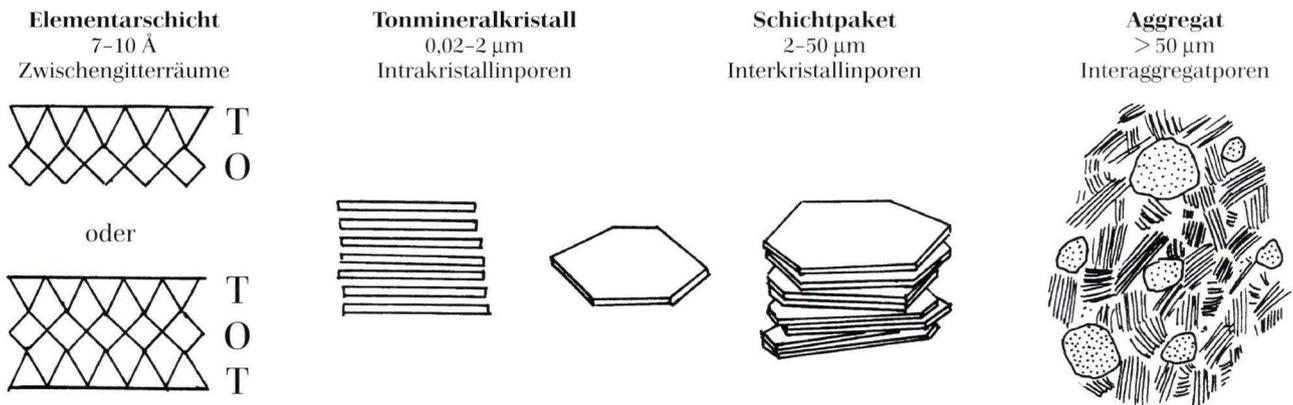


Abb. 4. Aufbau des Tongefüges (umgezeichnet nach Haus 1993).

Kontakt mit Wasser auf. Dadurch besteht gerade in Deponien der Klasse I (TA-Abfall) bei Auftreten von Sickerwasser in der Entwässerungsschicht die Gefahr, daß die Tonbarriere aufweicht. Dann ist zu erwarten, daß die Kiese durch ihr Eigengewicht und den Auflastdruck des Abfalls in die Tone einsinken. Daher sollte zumindest ein Geovlies oder Geogitter zur mechanischen Trennung von Entwässerungsschicht und mineralischer Barriere gefordert werden.

Nach Untersuchungen von Biedermann (1989) muß wegen der Steifigkeit der Kunststoffbahnen und deren Wellung infolge der starken Temperaturexpansion angenommen werden, daß bei Überschüttung der welligen Kunststoffbahnen mit der Schutz- und Dränschicht und der späteren Auflast durch den Abfall durchaus Faltenbruch vorkommt. Ebenso können die nach TA-Abfall unzulässigen Zugspannungen in der Kunststoffdichtung, insbesondere in den Böschungsbereichen, nicht vermieden werden. Aufreißen der Schweißnähte und Erleichterung der Perforation bei punktueller Auflast sind die Folge.

Horn (1989) zeigt auf, daß der Wasserhaushalt unter Deponien zu Undichtigkeit der mineralischen Barriere führen kann. Die mineralische Barriere trocknet in Böschungsbereichen aus, da Wasserdampf aus der mineralischen Barriere unter der überlagernden Kunststoffdichtungsbahn kondensiert und zur Sohle hin abfließt. In den ausgetrockneten Partien bilden sich Schrumpfrisse. Das abgeflossene Wasser sammelt sich an der Sohle zwischen Kunststoffbahn und mineralischer Barriere und verursacht dort sogenannte „Wasserbetten“ und Aufweichen der verdichteten mineralischen Barriere. Diese ermöglichen wiederum Zugspannungen mit den obengenannten Folgen.

Horn (1992) weist darauf hin, daß nach TA-Abfall die mineralische Barrierschicht direkt auf dem Planum, d.h. der bindigen geologischen Barriere, aufliegt. Eine Kapillarverbindung zum Untergrund und damit die Möglichkeit der kapillaren Schadstoffbewegung ist gegeben.

Wie die genannten Zitate und viele weitere Einwände aus der Literatur zeigen, haben Deponiebasisabdichtungen nach den Vorgaben der TA-Abfall noch entscheidende Mängel. Nach wie vor sind auch Kombinationsdichtungen mit mineralischen Barrieren als Bestandteil, wie auch alle anderen Barrieretypen, noch immer umstritten.

Bis dato geben die heute üblichen Methoden der Eignungsprüfung keine Empfehlungen von umfassenden Methoden zur Abschätzung der Beständigkeit der fertigen mineralischen Dichtung.

1.2 Problemstellung und Lösungsansatz

Die Fülle der Substanzen, die in Deponien eingelagert werden, können ein breites Spektrum möglicher Auswirkungen auf Deponieabdichtungen haben, z.B. Aufweichen, Verspröden, chemische Zersetzung durch Laugen oder Säuren, etc.

Kohler & Morteani (1984) berichteten, daß im sauren Milieu die Oktaederbausteine angegriffen werden. Die Alkali- oder Erdalkalitionen der Oktaederschichten werden gegen Protonen ausgetauscht. Die Oktaederschichten zerfallen, die Tetraederschichten werden dadurch isoliert.

Unter stark basischem Sickerwassereinfluß erfolgt die Lösung der Tetraederbausteine. Die Silicium- und Aluminiumionen werden hydratisiert, der Verband der Tetraederschichten gelöst. Nach Ustrich (1991) werden Tonminerale der Kaolinitgruppe durch Basen stärker gelöst als Minerale der Illit- oder Montmorillonitgruppe.

In beiden Fällen ist eine Erhöhung der spezifischen Oberfläche und ein Anstieg der Kationenaustauschkapazität zu beobachten. Dies rührt von einer Vergrößerung der Oberfläche her, die durch die Isolation der Elementarschichten infolge der Lösung von Tetraeder- oder Oktaederbausteinen zustande kommt.

Unter Einwirkung von Säuren werden u.a. lösliche Salze, Carbonate, freies Eisenoxid, etc. in Form von Porenzementen oder amorphen Überzügen gelöst.

Im basischen Milieu lösen sich freie Silizium- oder Aluminiumzemente oder amorphe Ablagerungen. Ustrich (1991) beobachtete auch bei Behandlung von Tonproben mit destilliertem Wasser die Lösung von Silicium und Aluminium.

Die Auflösung von Zementen und Niederschlägen kann die Öffnung vorher „verstopfter“ Poren bewirken. Zudem wird der Zusammenhalt von Aggregaten gelöst. Als Resultat wäre die Erhöhung der Durchlässigkeit zu erwarten.

Bei der Lösung von Porenzementen und Schichtsilikaten, z.B. Feldspäten und Zeolithen, wie sie vorwiegend unter sauren Sickerwässern geschieht, werden Metallionen freigesetzt, die mit dem Sickerwasserstrom weggeführt werden.

Unter geeigneten Milieubedingungen, z.B. beim Eintritt in eine alkalische Zone, werden diese als amorphe Metallhydroxidniederschläge ausgefällt und dem Sickerwasser entzogen. Solche alkalischen Barrieren sind aus der Bodenkunde bekannt, wie z.B. im Bereich der Versauerungsfront.

In der mineralischen Barriere können die neugebildeten Metallhydroxidniederschläge durch „Verstopfen“ der Poren eine abdichtende Wirkung haben.

Neben der Lösung von Tonmineralen, Zementen und

Niederschlägen und der Fällung von Salzen verändern Sickerwässer die Wechselwirkungen zwischen Tonmineralen (s. Kap. 1.1). Dadurch wird das Gefüge der Tone und die Durchlässigkeit des Materials entscheidend verändert.

Madsen & Mitchell (1989), Lagaly (1988), Ustrich (1991) u.v.a. berichten von der flokkulierenden Wirkung vieler organischer Verbindungen auf Tone, die die Durchlässigkeit der Prüfmaterialien erhöhte.

Haus (1993) wies umfassende Gefügeänderungen in Tonen durch Kontakt mit Mineralölkohlenwasserstoffen nach. Dies äußerte sich makroskopisch in Schrumpfrissen, mikroskopisch in erweiterten Makroporen. Die Durchlässigkeit der Tone für die Testflüssigkeiten wurde entscheidend nachteilig verändert, und zwar in so starkem Maße, daß die Barrierefunktion nicht mehr erfüllt war. Diese Veränderungen sind nach Aussage des Autors reversibel, wenn die Sickerwasserzusammensetzung geändert wird.

Beim Bau von Deponieabdichtungen wird Ton als wichtiger Bestandteil eingesetzt, da Ton aufgrund seiner Eigenschaften als relativ unempfindlich gegenüber den Einwirkungen von aggressiven Deponieinhaltsstoffen und als wirksame Barriere gegenüber dem Durchtritt von Schadstoffen gilt. Die Beurteilung der Eignung eines Tons stützt sich auf Parameter, die am Rohton ermittelt werden. Es wird dabei davon ausgegangen, daß das Material nach seinem Einbau in der Deponiesituation alle diese Eigenschaften behält.

Wiederholt sind jedoch Deponien undicht geworden, haben also als Dichtung in irgendeiner Form versagt. Für das Versagen einer Deponieabdichtung kommen vielerlei Gründe in Betracht. Menschliche Unzulänglichkeit und Fehler beim Bau der Deponie, Ribbildung durch Austrocknung des Tons, Ribbildung durch zu starke Setzungen, Perforation durch punktuelle Auflast sind nur einige davon. Eine Veränderung oder sogar Zerstörung des Dichtungsmaterials durch aggressive Deponieinhaltsstoffe muß ebenfalls in Betracht gezogen werden (IFP 16/02 1995, Böhme & Bohne 1991, Düllmann 1987, Müller-Vonmoos et al. 1989).

Zur Beständigkeit von Tonen wurden bereits zahlreiche Untersuchungen, meist im Labormaßstab, vorgenommen.

Hesse & Schumacher (1989) führten Perkolationsversuche an verschiedenen Tonsteinen durch. Sie beobachteten eine deutliche Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der Sickerwasserzusammensetzung und -konzentration. Die Autoren warnen ausdrücklich davor, die Durchlässigkeit in Kurzzeitversuchen zu bestimmen. Ein stabiler Durchströmungszustand könne erst nach vollständiger Kalklösung erwartet werden, dieser wurde aber auch nach über zweijähriger Durchströmung nicht erreicht. Nach diesem Zeitraum wurde eine Verschie-

bung einiger bodenphysikalischer Parameter festgestellt, aber nicht quantifiziert. Im genannten Versuchszeitraum wurde die Ausschaltung der Adsorptionsfähigkeit der untersuchten Tone beobachtet, die durch die vollständige Belegung der Austauschplätze durch Sickerwasserinhaltsstoffe zustande kam. Die Filterwirkung der Dichtungstone war somit ausgeschaltet.

Kohler & Morteani (1984) stellten bei der Untersuchung von Kaolinit, Illit, Montmorillonit (Bentonit) bei Durchströmung mit verschiedenen Prüflüssigkeiten fest, daß organische Säuren und Basen die Oberfläche der Tone angreifen können, die Gitterstruktur aber grundsätzlich erhalten bleibt. Die Reaktionsprodukte bilden künstliche Porenzemente, die dem Mineralsystem zusätzlich abdichtende und stabilisierende Wirkung verleihen.

Brandl (1989) untersuchte den Einfluß von Deponiesickerwässern auf bindige Böden bzw. mineralische Dichtschichten. Er beobachtete für verschiedene Tone sehr unterschiedliches Verhalten, stellte aber fest, daß die kolloidchemischen Reaktionen für die Veränderung der Eigenschaften des Tones verantwortlich sind.

Madsen & Mitchell (1989) untersuchten den Einfluß organischer sowie anorganischer Chemikalien auf die Durchlässigkeit von mineralischen Barrieren. Sie beschrieben die unterschiedlichen Einflüsse der Sickerwasserinhaltsstoffe auf die Textur von Ton, die durch die Ausbildung der sogenannten diffusen Doppelschicht des einzelnen Tonmineralokristalles gesteuert wird. Dabei ist die Zusammensetzung des Sickerwassers, insbesondere dessen Dielektrizitätskonstante, Elektrolytkonzentration und pH-Wert entscheidend über die Durchlässigkeit des Tons.

Ustrich (1991) führte geochemische Untersuchungen zur Bewertung der Dauerbeständigkeit mineralischer Deponiebasisabdichtungen durch. Es stellte sich heraus, daß die Grundstruktur der Tone intakt bleibt. Bentonitische Tone zeigen ein besseres Sorptionsvermögen als kaolinitische Tone, jedoch treten gerade bei bentonitischen Tonen durch Dispergierung und Quellung Aggregierungseffekte auf, die den Porenraum negativ beeinflussen. Diesbezüglich verhalten sich kaolinitische Tone inert, wobei jedoch deren adsorptive Fähigkeiten nur einem Bruchteil derer von bentonitischen Tonen entsprechen. Ustrich empfiehlt demnach „mineralische Mehrfachbarrieren, also eine Abfolge von dichtend und sorptiv wirkenden Dichtungselementen“. Nach ihr muß aber jedes Reaktionssystem, d.h. jeder zur Verfügung stehende Ton auf seine Reaktivität bezüglich des einzulagernden Mülltyps und der auftretenden Sickerwasser individuell untersucht werden.

Günther (1995 in IFP 16/02) zeigte eine direkte Abhängigkeit des diffusiven Transports von Schwermetallen in tonigen Barrieregesteinen vom pH-Wert und von der

Schadstoffkonzentration des Sickerwassers.

Kisten (1995 in IFP 16/02) weist auf die Notwendigkeit hin, den Einfluß von Deponiesickerwässern auf die mineralogisch-geochemischen Eigenschaften mineralischer Barrieren in Eignungsprüfungen mit einzubeziehen. In speziell entwickelten Versuchsanordnungen wurde die Infiltration von Sickerwässern in tonige Barrieregesteine simuliert und die Alteration des Materials infolge des Langzeiteinflusses der Sickerwässer aufgezeigt.

Diese vorliegende Arbeit befaßt sich mit den Auswirkungen anorganischer Sickerwässer auf Deponiebasisabdichtungen aus Ton. Unter der Leitfrage:

„Gibt es unter dem Einfluß der verwendeten anorganischen Testsickerwässer Veränderungen der ingenieurgeologischen, geochemischen und mineralogischen Eigenschaften des mineralischen Dichtungsmaterials, und wenn ja, wie wirken sie sich auf die Funktion der mineralischen Barriere aus?“

2. Der Feldversuch

Nach TA-Abfall (1991) werden Eignungsprüfungen im Großmaßstab zur Überprüfung der Einbaukriterien gefordert. Diese sollen an einem 100 m² großen Versuchsfeld erfolgen, das nach in der TA-Abfall genau festgelegten Richtlinien zu bauen ist.

In Anlehnung an eine derartige Versuchsanlage wurde für den Secursol 3310 der Feldversuch entwickelt, jedoch wurde die Ausführung in einigen Punkten abgewandelt und um einige grundlegend neue Aspekte ergänzt. Neben der Ermittlung und Überprüfung der Einbauparameter im Versuchsfeld nach den Vorgaben der TA-Abfall, sollten Erkenntnisse über Entwicklungsprozesse in einer Deponiebasisbarriere gewonnen werden, die möglicherweise die ingenieurgeologischen, geochemischen und mineralogischen Eigenschaften der mineralischen Barriere nachhaltig verändern.

In vielen vorhergegangenen Untersuchungen (Hasenpatt 1988, Brandl 1989, Madsen & Mitchell 1989, Ustrich 1991, Haus 1993 u.v.a.) wurde in Laborversuchen gezeigt, daß Sickerwässer mit Tonmineralen reagieren, und daß sich dadurch Eigenschaften des Materials verändern. Dabei wurde jedoch stets die Einwirkung der Prüflüssigkeiten künstlich intensiviert, indem man in Batchversuchen¹ Reaktionen in Suspensionen herbeiführte oder die Prüflüssigkeiten ständig auffrischte. Es ergibt sich

soll das Verhalten des Tons im verdichteten Zustand in den chemischen Milieus sauer, basisch und salin (hohe Elektrolytkonzentration) untersucht werden. Dazu werden ausgewählte bodenphysikalische Parameter, die bodenchemische Zusammensetzung, besonders die Belegung der Austauschere, und das Mikrogefüge des Materials sowie die Veränderung all dieser Parameter unter Einfluß der Testsickerwässer beobachtet. Die gewonnenen Erkenntnisse sollen aus bodenphysikalischer, geochemischer und mineralogischer Sicht als Aussage über die Eignung des hier eingesetzten Materials zur Deponiebasisabdichtung im Hinblick auf Standsicherheit und Dichtigkeit und deren Beständigkeit herangezogen werden. Allgemeingültige Schlußfolgerungen sollen daraus gezogen werden.

Die Untersuchungen zur vorliegenden Arbeit wurden als Feldversuch gestaltet, um im Hinblick auf Druck und Temperaturschwankungen sowie im Rahmen realistischer Größendimensionen die Deponie zu simulieren.

zwangsweise die Frage, ob in einer bestehenden verdichteten mineralischen Barriere all die im Labor beobachteten Prozesse auch tatsächlich zur Wirkung kommen, ob sie quantitativ erfaßbar sind, und ob durch die Verdichtung nicht vielleicht infolge sehr geringer Durchlässigkeiten die Reaktionen auf die Oberfläche der Tondichtung beschränkt bleiben, wo der direkte Kontakt mit dem Sickerwasser gegeben ist.

2.1 Versuchsaufbau

Anstelle eines ebenen Versuchsfeldes wurde eine Anlage aus drei Becken konzipiert, die je ca. 80–90 m² groß und 1,65 m tief sind. Die Anlage befindet sich im Freien und ist daher entsprechend wetterfest eingerichtet (Abb. 5).

Zum Schutz der Umwelt, und um die Kapillarwirkung des bindigen Untergrundes auf die Tondichtung zu unterbrechen (Horn 1992), wurden die Becken mit Folien ausgekleidet. Auf die Folie wurde die Tondichtung eingebaut. Im eigentlichen Versuchsareal, d.h. auf dem Boden der Testbecken war die Tondichtung 75 cm mächtig, an den Böschungen keilte der Ton zum Rand hin aus (Abb. 5). So entstand ein rundum mit Ton ausgekleidetes Becken, in dem Umläufigkeiten der Testsicker-

¹ Sehr wirkungsintensive Versuchsart, bei der kleine Mengen des zu untersuchenden Materials in den Reagenzien über definierte Zeiträume aufgeschüttelt oder aufgerührt werden. Dabei kann das Reagenz zur Intensivierung der Wirkung in regelmäßigen Abständen auffrischt werden.

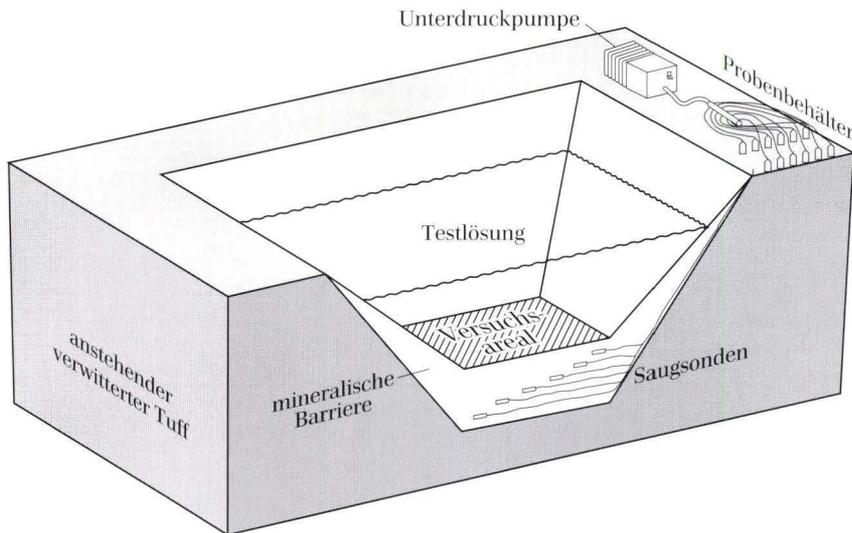


Abb. 5. Übersichtsskizze Versuchsfeld.

wässer um die Tondichtung unterbunden waren. In jede Grube wurden 7 Schichten eingebaut, wobei jede Schicht aus zwei separat verdichteten Einheiten bestand, und 10 cm mächtig war. Die Sohllagen in den einzelnen Gruben bestanden aus jeweils 3 verdichteten Lagen von insgesamt 15 cm Mächtigkeit. Der Ton mußte vor Verarbeitung von Hand nachbefeuchtet werden, um den Einbau auf dem sogenannten „nassen Ast“ der Proctorkurve, d.h. bei ca. 20 % Wassergehalt und damit die bestmögliche Verdichtung zu gewährleisten. Nach TA-Abfall soll der Einbauwassergehalt bis zu 5 % über dem Proctorwassergehalt (hier w_{pr} 18,9 %) liegen.

Die Verdichtung erfolgte mit einer 105 kg schweren Rüttelplatte. Diese wurde flächendeckend über die Tonoberfläche geführt, wobei darauf geachtet wurde, daß die Verdichtungsbahnen der einzelnen Übergänge jeweils überkreuz und nicht parallel verliefen, um durch variierende Schlagrichtungen die Verdichtungswirkung der Rüttelplatte zu steigern. Um eine optimale Verdichtung zu erreichen, waren ca. 25–30 Übergänge notwendig. Um die Verdichtungsleistung der Rüttelplatte zu erhöhen, wurde zeitweise das Schlaggewicht erhöht, indem ein Mitarbeiter auf dem Gerät mitfuhr. Die Verdichtung auf den Schrägen erfolgte ebenfalls mit der Rüttelplatte. Diese wurde hierzu an Seilen rund um die Gruben geführt und quer dazu auf den Schrägen auf und ab gezogen.

Die Überprüfung des Verdichtungserfolges geschah zunächst bei jeder zweiten Schicht mit einem Stechzylinder von 15 cm Länge. Die Dichte der Proben wurde nach DIN 18 125 bestimmt. Die erreichte Verdichtung betrug im Mittel 96,25 % der optimalen Proctordichte.

Auf die Bestimmung des Verformungsmoduls durch Lastplattendruckversuche nach DIN 18 134 wurde verzichtet, da die Testbecken für einen LKW als Gegengewicht nicht befahrbar waren und die Entfernungen vom

Grubenrand für das Anlegen des Hebelarmes des Lastplattendruckgerätes zu groß waren.

Nach jedem Verdichtungsgang wurde vor Auftragen der nächsten Schicht die verdichtete Oberfläche aufgeraut, um eine optimale Verbindung der einzelnen Schichten untereinander zu gewährleisten. Im Größenmaßstab der Gruben wurde hier anstelle der üblichen Schafffußwalzen ein Rasenvertikutierer eingesetzt. Die Eindringtiefe der Schneiden betrug ca. 1–1,5 cm.

In jede Schicht wurde ein Satz von vier Saugsonden eingebaut. Dazu wurde jeweils die erste Hälfte einer Schicht aufgebaut, anschließend 5 cm tief eingeschlitzt. Sonden und Schläuche wurden verlegt, anschließend mit dem Ausgangsmaterial verfüllt und so lange von Hand mit einem Hammer zugeklopft, bis die ursprüngliche Naht nicht mehr sichtbar war. Die Schläuche wurden von der Sonde aus schichtparallel bis zum Rand der Grube geführt.

In der Bodenkunde ist es üblich, Saugkerzen in senkrechte Bohrungen einzubauen und einzuschlämmen. Die Schläuche verlaufen senkrecht in der Bohrung und verlassen das Versuchsareal an der Oberfläche. Bei dem gegebenen Versuchsaufbau eines überstauten Beckens wurde vom nachträglichen vertikalen Einbau der Saugsonden abgesehen, da an senkrecht verlaufenden Schläuchen insbesondere im bindigen und sehr schwach durchlässigen Substrat Umläufigkeiten sehr wahrscheinlich sind. Die Füllung der Bohrlöcher wäre nicht verdichtet, somit entsprächen die gewonnenen Daten in keiner Weise Daten für verdichteten Ton.

Statt dessen wurden in der Versuchsanlage gleichzeitig mit dem Aufbau der Tonbarriere die Saugkerzen mit Schläuchen schichtweise eingebaut. In jedem Testbecken lagen insgesamt 24 Saugsonden auf sechs Tiefen verteilt. Die vier Sonden eines Satzes lagen jeweils 30 cm von einander entfernt. Die 6 SONDENSÄTZE jeder Grube

lagen treppenartig mit 10 cm vertikalem und 50 cm horizontalem Abstand. Diese Anordnung sollte gewährleisten, daß die Saugkerzen sich nicht gegenseitig beeinflussen, und daß der Sickerungsweg zu den tiefer liegenden Saugkerzen ungestört war.

Die Saugsonden waren durch ein Schlauchsystem über 100-ml Probenfläschchen mit einem Unterdruckbehälter verbunden. An den Unterdruckbehälter wurde durch eine U-Pumpe ein Unterdruck angelegt, durch den an den Saugsonden Sickerwässer aus den Tonen entzogen und in die Probenflaschen gepumpt wurde (Abb. 5).

Die Testbecken wurden, um ein möglichst geschlossenes System zu erhalten, mit Folie überdeckt. Diese Folie verhindert sowohl die Verdunstung der Testsickerwässer, Austrocknung der Tone in den nichtüberstauten Bereichen sowie ein Überlaufen durch reiche Niederschläge.

Die Folienüberdeckung mußte so konzipiert sein, daß auf die Folie fallende Niederschläge ablaufen konnten. Eine folienbespannte Lattenkonstruktion kam nicht in Frage, da zu befürchten war, daß starker Wind die Foliendächer unterwehen und zerreißen könnte. Statt des-

sen wurde in die Testbecken auf die Tone eine Stüttschicht aus gleichkörnigem Kies aufgelegt und mit der geneigten Geländeoberfläche abgeglichen. Die Stüttschicht sollte gleichzeitig verhindern, daß Wild, andere Tiere oder Schaulustige in die Foliendächer einbrechen und Kontakt mit den Testflüssigkeiten bekommen konnten. Die Kiesfüllung war zudem als Frostschutz gegen Auffrieren in den Wintermonaten gedacht und erfüllte ebenfalls die Funktion, beim Befüllen der Testbecken eine erosive Beschädigung der Tondichtung zu vermeiden.

Insgesamt wurden 200 t Kies als maximal 90 cm mächtige Schicht in die Gruben gefüllt. Der Porenanteil des Kieses beträgt ca. 30 %. Verwendet wurde ein gleichkörniger gewaschener Quarzkies von 5-8 mm Korndurchmesser.

Erfahrungsgemäß weichen auch die verdichteten Tone bei einer Langzeitlagerung in Flüssigkeiten auf. Um ein Einsinken der Kiese in die aufgeweichten Tone zu verhindern, mußte zwischen Tonoberfläche und Kiesbasis ein Vlies eingebaut werden. Dabei handelt es sich um eine grobwebte Kunststoffmatte, die hoch wasser-

Tab. 2. Bodenphysikalische Charakteristika des Secursol 3310 nach eigenen Untersuchungen mit Angabe der angewandten Untersuchungsmethoden

Parameter		Wert	Verfahren	n
Geologische Beschreibung	schluffiger, schwach sandiger Ton leicht plastisch			
Mineralogische Zusammensetzung		29,4 % Kaolinit 15,1 % Illit 45,5 % Quarz 10,0 % Kalifeldspat		
Korngrößenverteilung (Sedigraph)		T: 48,0-3,0 % U: 33,5-29,0 % S: 3,7-6,3 %		6
w	natürlicher Wassergehalt	11-16 %	DIN 18 121, 1	5
w _L	Fließgrenze	ca. 46 %	DIN 18 122	5
w _p	Ausrollgrenze	ca. 26 %	DIN 18 122	5
w _s	Schrumpfgrenze	18-20 %	DIN 18 122	5
I _p	Plastizitätsbereich	19-21 %	DIN 18 122	
w _{max}	Wasseraufnahmevermögen	47,5 %	Enslin & Neff	7
G _v	Glühverlust	5-6 %	DIN 18 128	5
	Kalkgehalt	0-0,06 %	nach Scheibler	10
w _{pr}	optimaler Wassergehalt	18,9 %	DIN 18 127	3
ρ _{pr}	Proctordichte	1,84 g/cm ³	DIN 18 127	3
k _f	Durchlässigkeitsbeiwert	2,88·10 ⁻¹⁰ m/s	DIN 18 130 ZY-ES-ST	
c'	Kohäsion	45 KN/m ²	DIN 18 137	3
φ	innere Reibung	21,3°		
ρ _s	Korndichte	2,58 g/cm ³	DIN 18 124	3
ρ _d	Trockendichte	1,7 g/cm ³	DIN 18 125	3
n	Porenanteil	0,34		
e	Porenzahl	0,52		

In den Testbecken wurde die mineralische Barriere mit drei verschiedenen synthetischen Sickerwässern überstaut :

sauer : Dreisäuregemisch, pH-Wert 3, aus je 1/3 HCl, HNO₃, H₂SO₄.

basisch : Lauge, pH-Wert 11, aus NaOH

neutral : Salzlösung aus je 1 % der Kationen Na, K, Mg in Form der Salze: NaHCO₃, MgSO₄, KCl, NH₄Cl.

durchlässig, aber dabei sehr stabil und chemisch inert ist. Verwendet wurde das Produkt STABILENKA 400 von Huesker Synthetik.

Die Verwendung einer Trennschicht ist generell für Basisabdichtungssysteme empfehlenswert, bei denen Kiesschichten unmittelbar auf einer mineralischen Barriere auflagern. Dies ist bei der in der TA-Abfall empfohlenen Basisabdichtung der Deponieklasse I der Fall.

Da die Tone in Langzeitintervallen beprobt werden sollten, mußten in die Stützschiene Leithülsen, d. h. Leerrohre, eingebaut werden, die ein Erreichen der Tone mit Stechzylindern ermöglichen, ohne daß die Kiesschicht störend wirkt. Diese Leithülsen sind auf die Tonoberfläche aufgesetzt. Sie sind geschlitzt, so daß sich der Sickerwasserspiegel in den Rohren gleich mit dem Sickerwasserspiegel im Kies einstellen kann, und eine freie Wasserzirkulation möglich ist. Gleichzeitig erleichtern die Leerrohre die Beprobung der Sickerwässer, mit denen die Testbecken befüllt wurden.

An den gewonnenen Proben wurden die unter Tab. 2 dargestellten Parameter der bodenphysikalischen Klassifikation, sowie die geochemischen und mineralogischen Eigenschaften in vorgegebenen Intervallen untersucht.

Die Testfelder wurden im Zeitraum von August 1992 bis Dezember 1993 über 1½ Jahre hinweg nach einem vorher festgelegten Programm beprobt. In vierteljährlichem Abstand wurden Feststoffproben aus der Tondichtung und in monatlichem Abstand Sickerwasserproben aus der Porenlösung entnommen. Wegen Dauerfrost fielen die Probenahmen Januar 1993 und Februar 1993 aus.

Da das Testfeld im Juni 1996 geräumt werden mußte, wurden im Mai 1996 noch einmal Proben entnommen, die weiter untersucht werden sollen. Eine weitere, für sinnvoll gehaltene Beprobung muß daher entfallen.

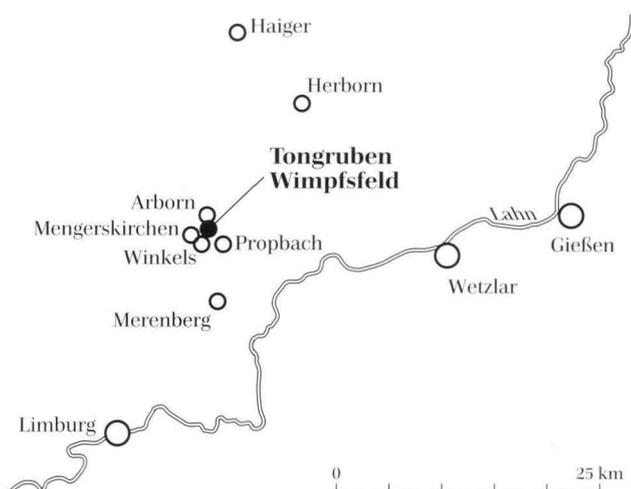


Abb. 6. Topographische Übersicht zur Lage der Tongruben Wimpfsfeld.

2.2 Das untersuchte Material : Secursol 3310

Für die Untersuchungen zur vorliegenden Arbeit wurde ein Westerwälder Ton herangezogen. Der untersuchte Ton mit der Werksbezeichnung Secursol 3310 stammt aus den Gruben Wimpfsfeld I und II bei Mengerskirchen (Abb. 6). Betreiber der Gruben ist die Stephan Schmidt KG, Dornburg-Langendernbach.

Die Gruben Wimpfsfeld I und II haben geologisch einiges zu bieten:

Im Grubenbereich steht an inselartigen Aufbrüchen devonisches Grundgebirge (Abb. 7, Schicht D) an. Ob es sich hier um ehemalige Inseln als Zeugenberge im Bereich des tertiären Flachwasserbereiches oder um horstartige tektonische Hochbereiche sehr kleiner Ausmaße handelt, ist nicht geklärt. Die Lagerungsverhältnisse würden Versatzbeträge von mehreren Zehner Metern belegen.

Eine derartige Grundgebirgsinsel befindet sich am westlichen Rand der Grube Wimpfsfeld I am Punkt D1 (Abb. 8 und Abb. 9). An einen mit ca. 5 x 10 m² aufgeschlossenen stark geklüfteten Quarzitbereich schließen sich in nordwestlicher Richtung stark verwitterte bunte Tonschiefer an. Die Schichtung streicht etwa SW-NE. Nordwestlich angrenzend befanden sich tertiäre Tone, die jedoch bereits abgebaut sind. Die Ausdehnung des oberflächlich anstehenden Devons nach Osten ist nicht bekannt. Die Grubensohle befindet sich derzeit im Be-

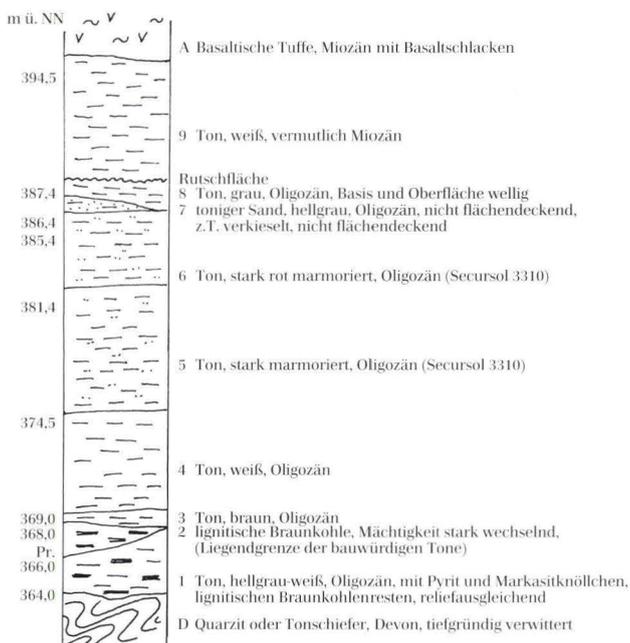


Abb. 7. Stratigraphie der Tongruben Wimpfsfeld. Lagerungsverhältnisse im Bereich des Tuffschlotes III (Punkt S in Abb. 8).

reich der Tonbasis ca. 15 m tiefer als der Devonaufschluß, so daß der Abschiebungsbetrag größer als 15 m sein müßte.

Ein weiterer Aufbruch des devonischen Grundgebirges befindet sich am Punkt D2 (Abb. 8) am Ostrand der Grube Wimpfsfeld II. Hier stehen auf dem Grubenrand stark zerklüftete Quarzite an. Möglicherweise handelt es sich um eine primäre Begrenzung des Sedimentationsraumes, da östlich des Grubenrandes die Vulkanite unmittelbar auf den devonischen Gesteinen auflagern (Abb. 9).

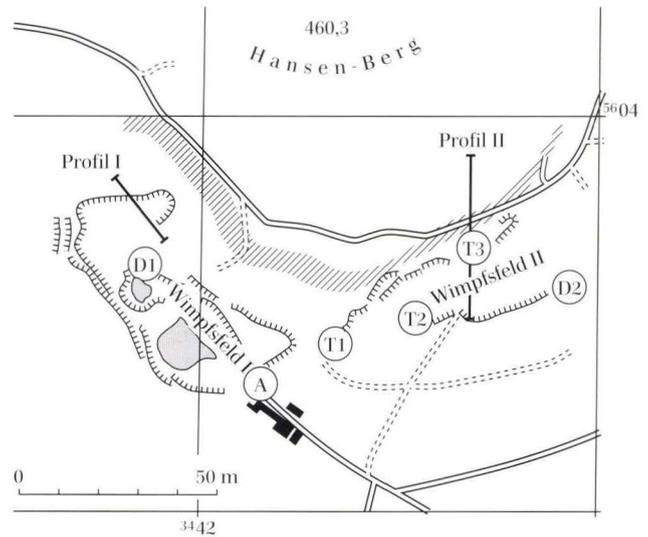


Abb. 8. Übersicht über die Tongruben Wimpfsfeld I und II. // Grenz Tertiärton/Basalt nach GK 25 Blatt 5415 Merenberg, A Ausgangspunkt des Abbaus, D Devonaufschlüsse, T Tuffschlote.

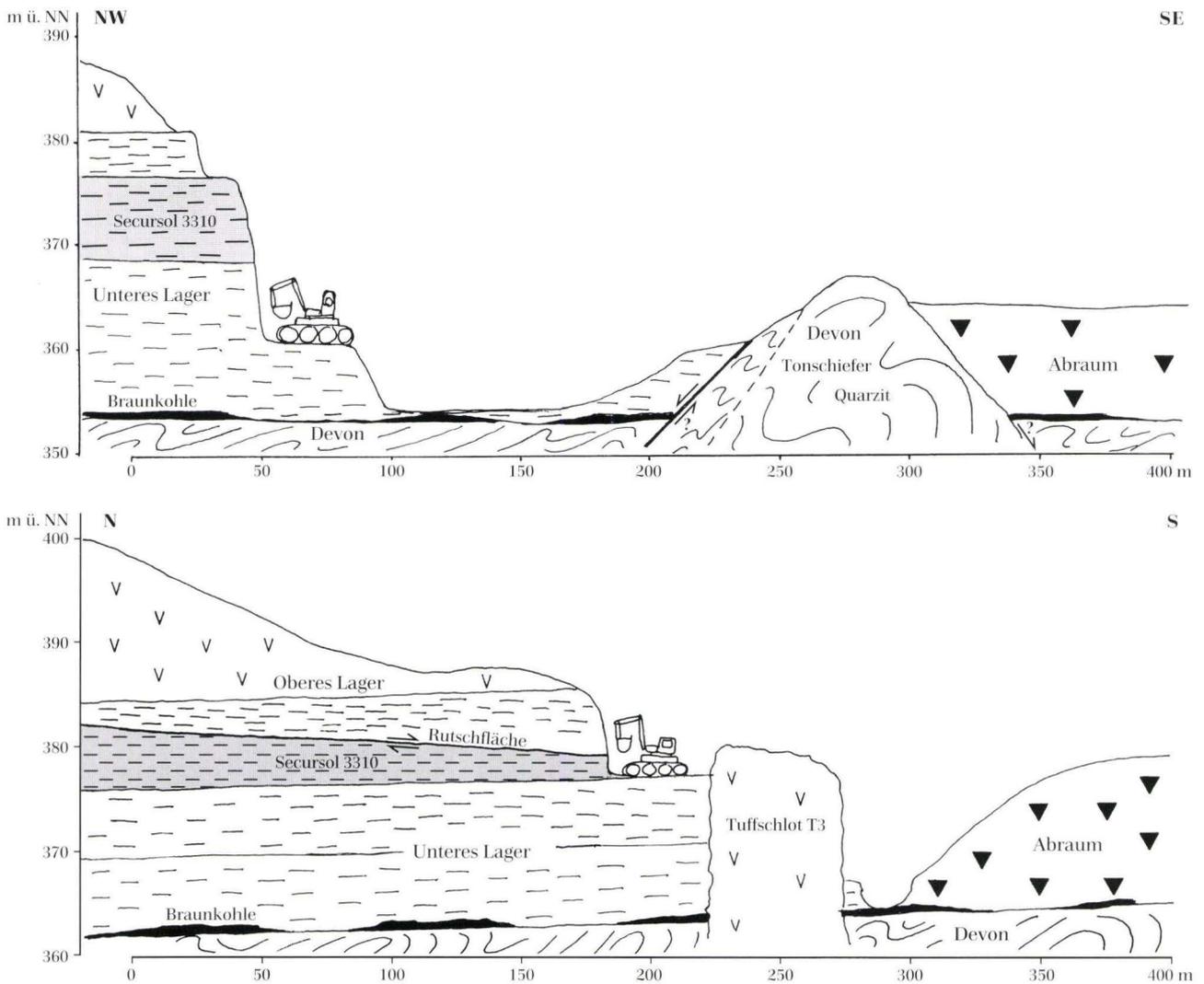


Abb. 9. Geologische Querprofile I und II durch die Gruben Wimpfsfeld und den Hansenberg. Die Lage der Profile ist aus Abb. 8 ersichtlich.

Das devonische Grundgebirge wird überlagert von tertiären Tonen und Sanden, mit Einschaltungen lignitischer Braunkohle.

Durch beide Tongruben zieht sich eine mit 1-2° nur geringfügig geneigte Rutschfläche, an der ein ca. 10 m mächtiges Tonpaket einschließlich vulkanischer Deckschichten stetig langsam talwärts rutscht. In den geöffneten Grubenraum hinein ist die Rutschgeschwindigkeit mangels Widerlager wesentlich beschleunigt.

Das Tonvorkommen der Gruben Wimpfsfeld kann in folgende Einheiten aufgegliedert werden:

Vom Grubenbetreiber als „unteres Lager“ bezeichnet werden die Schichten unterhalb der Rutschfläche, der rutschende Komplex wird „oberes Lager“ genannt. Die Schichtgrenzen sind lediglich durch fließende Übergänge der Tonqualitäten erkennbar, insbesondere Farbe, Kornverteilung sowie Art und Gehalt an organischem Material. Eine Bankung ist nicht vorhanden, vielmehr erscheint das gesamte Vorkommen im Abbau massig.

An der Basis des unteren Lagers liegt unterhalb der abbauwürdigen Tone eine ca. 2-3 m mächtige Schicht hellgrauer Tone (Schicht 1, Abb. 7). In diesen Tönen findet man Pyrit- und Markasitkonkretionen bis 10 cm Länge und kleinere Einschaltungen lignitischer Braunkohle, die im Bereich des Tonabbaus Wimpfsfeld II beprobt (Pr., Abb. 7) und als eozän-unteroligozänen Alters datiert wurden (Hessisches Landesamt für Bodenforschung, mündl. Mitt. M. Hottenrott). Darüber liegen 1-2 m mächtige oligozäne braune Tone (Schicht 3, Abb. 7). Von der Basis bis einschließlich dieser Schicht sind diese Basisschichten wegen ihres hohen Schwefelanteils und der organischen Bestandteile nicht bauwürdig.

Ca. 5 m über der Tonbasis nehmen die Tone bauwürdige Qualität an. Über einer ca. 5,5 m mächtigen Schicht weißer Tone (Schicht 4, Abb. 7) folgen ca. 11 m mächtige grau-rot marmorierte Tone, deren hangende 4 m (Schicht 6, Abb. 7) deutlich heller gefärbt sind als die liegenden 7 m (Schicht 5, Abb. 7). Aus den Bereichen der Schichten 5 und 6 stammt das Produkt Secursol 3310.

Die grau-rot-braun marmorierten Tone werden lokal überlagert von hellgrauen tonigen Sanden von stark wechselnder Mächtigkeit (Schicht 7, Abb. 7). Darüber liegen sehr stark plastische graue und dunkelgraue Tone (Schicht 8, Abb. 7).

Das obere Lager besteht im Bereich der Profilaufnahme aus einem weißen Ton (Schicht 9, Abb. 7), der von Abraum aus stark verwitterten und weitgehend zu Ton umgewandelten Tuffen und Basaltlehm überlagert wird (Schicht A, Abb. 7).

Die Schichtung ist außerdem im Bereich der Tongruben durch Schleppung an vulkanischen Aufstiegswegen und durch zahlreiche kleine Verwerfungen stark gestört. Diese Verwerfungen bilden teilweise die Begrenzung der Tonvorkommen zu Hochschollen mit anste-

hendem devonischem Grundgebirge.

Die eozän-oligozänen Basistone sind im südwestlichen Westerwald nur lokal in Senken zu finden. Flächenhaft verbreitet sind die Tone erst ab dem Unteroligozän, man bezeichnet die unteroligozänen Tone als „Westerwälder Tonserie“ (Hottenrott 1988).

Im Hangenden des Tonlagers stehen Tuffe und Basalte an, die die Kuppe des Hansenbergs aufbauen. Nach Ladnorg (1976) und Hottenrott (1988) sind die Vulkanite ins Oberoligozän bis Mittelmiozän einzustufen (s. Abb. 10).

Die Tuffe sind hochgradig verwittert, sie bestehen bis zu 60 % aus montmorillonitischem, illitischem und kaolinitischem Ton, darüber hinaus aus Quarz, Feldspäten, amorynen Oxiden und Hydroxiden u.a.

Innerhalb der Tuffe kann man Reststrukturen von Lapilli, Bomben und Blöcken erkennen, in der Grube Wimpfsfeld II waren zur Zeit der Geländearbeiten im Basisbereich der Tuffe auch schlackige Basaltkörper zu beobachten.

Die Tuffe und Basalte im Grubenbereich werden nur selten zu wirtschaftlichen Zwecken abgebaut, sie werden vielmehr derzeit als Abraum dazu verwendet, die durch den Tonabbau entstandenen Hohlformen für die Rekultivierung aufzufüllen.

Im Bereich des Grubenfeldes Wimpfsfeld sind mehrere kleinere vulkanische Aufstiegswege aufgeschlossen.

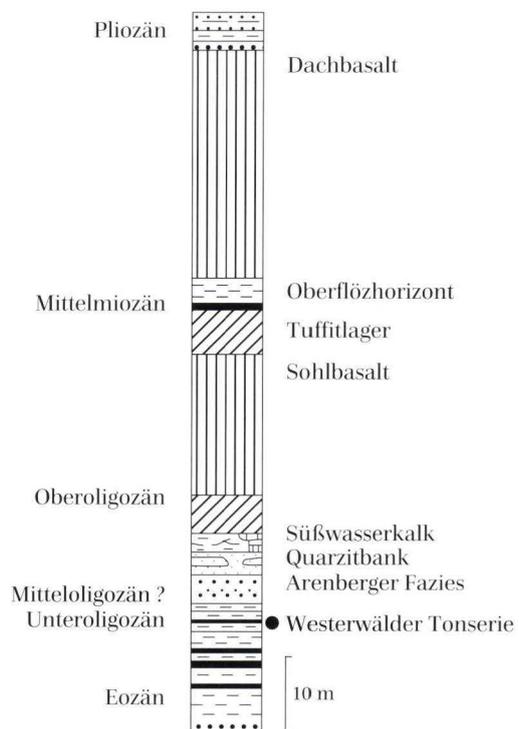


Abb. 10. Überblick über die Stratigraphie des südwestlichen Westerwaldes (aus Hottenrott 1988). ● Bereich der Wimpfsfeld-Tone.

Quer durch die Grube Wimpfsfeld I zieht sich in NW-SE-Richtung ein saiger stehender Tuffgang mit ca. 0,5 m Mächtigkeit. Dieser ist an staffelartigen Verwerfungen abgesetzt, diese sind jedoch aufgrund der inkompetenten Natur von Schwächezonen in Ton nicht kartierbar. Die Tuffe sind völlig vertont. Eine thermische Beanspruchung im Kontaktbereich zu den Tonen ist nicht beobachtbar.

Ein ähnlicher Tuffgang verläuft ebenfalls in NW-SE-Richtung quer durch die Grube Wimpfsfeld II. Dieser ist ca. 0,1–0,3 m mächtig und liegt in einer kleinen Störung mit ca. 0,5 m Versatz.

Im Bereich der Grube Wimpfsfeld II befanden sich drei kleinere Tuffschlote, die im Zuge der Abbauarbeiten mit abgeräumt wurden. Zwei der Tuffschlote liegen im bereits rekultivierten Teil der Tongrube (etwaige Lage s. Abb. 8, T1 und T2). Tuffschlot I war auch zur Zeit der Geländeaufnahmen nicht mehr aufgeschlossen, daher ist dessen genaue Lage nicht mehr eindeutig festzulegen. Ein Kontakt von Tuffschlot II zum Nebengestein Ton war in einem Entwässerungsgraben im rückwärtigen Bereich des Abbaus noch aufgeschlossen. Die genaue Lage ist jedoch auch hier nicht mehr rekonstruierbar.

Zur Zeit der Geländeaufnahme für die vorliegende Arbeit war im Zentrum der Grube Wimpfsfeld II ein Tuffschlot von ca. 30 m Durchmesser aufgeschlossen. Die Wände des Schlotes sind saiger, die thermisch beanspruchten Zonen um die Gänge sind in Form einer Schlottapete aus gesintertem Ton nur wenige cm mächtig. Der Tuff ist bereits völlig verwittert und hochgradig vertont. Ausgelöst durch den Abbau der Tone rund um den Tuffschlot brach dieser noch während des Untersuchungszeitraumes zusammen. Die Ruine des Tuffschlotes und seine Umgebung wurden mit Abraum verfüllt.

Der für das vorgestellte Projekt verwendete Secursol 3310 entstammt den grau-rot-braunen Schichten des unteren Lagers, die 10,5 bis 21,5 m über der Tonbasis anstehen (s. Abb. 7). Er ist ein plastischer, schluffiger kaolinitischer Ton von hell bräunlich-grauer Farbe mit einer wechselnd starken rötlichen Marmorierung. Gelegentlich treten mit einer Häufigkeit bis zu 5 % bis 5 mm große Schieferbröckchen und bis 1,5 mm große eckige Milchquarzfragmente auf. Dieses rotbraune tonig-siltige Material kann südlich des Abbaus als anstehender verwitterter devonischer Schiefer-ton beobachtet werden.

2.3 Bodenphysikalische Klassifikation nach TA-Abfall

Die nach TA-Abfall (1991), Anhang E geforderten Parameter zur bodenphysikalischen Klassifizierung von Deponieabdichtungsmaterial sind in Tab. 2 als Steckbrief zusammengefasst.

Der Secursol 3310 ist als stark schluffiger Ton zu bezeichnen. Die Anforderung nach TA-Abfall (1991), Anhang E von einem Feinstkornanteil von mindestens 20 Gew.-%, der nach DIN 18 123 als $< 2 \mu\text{m}$ bestimmt wird, ist mit 48 % Tonanteil $< 2 \mu\text{m}$ erfüllt.

Die Korngrößenbestimmung durch Sedimentation nach DIN 18 123, Kapitel 5, erwies sich für Tone als nicht geeignet. Die sedimentierenden Tone setzten sich trotz des Zuschlags von Natriumpyrophosphat auf dem Aräo-

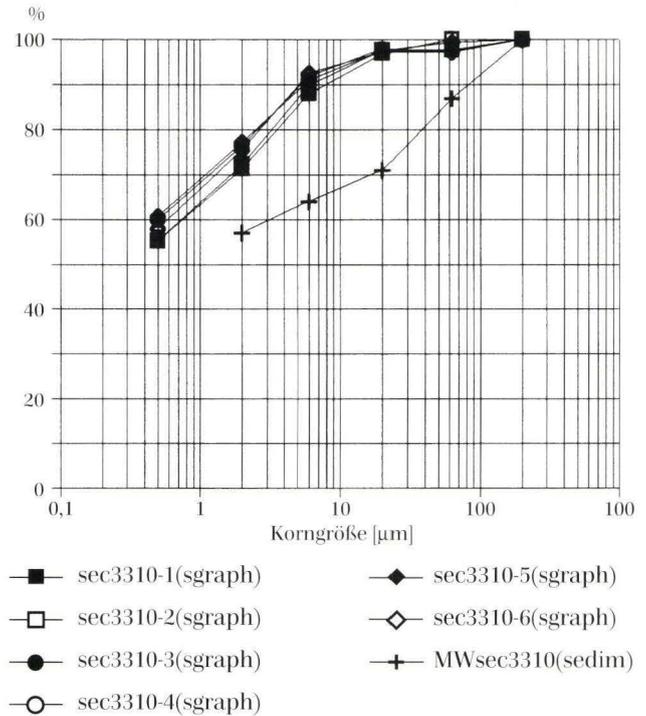


Abb. 11. Auftretendes Korngrößenspektrum des Secursol 3310 und Vergleich der Kornsummenkurven aus kombinierten Sieb- und Sedimentationsmessungen und Sedigraphmessungen am unbehandelten Secursol 3310.

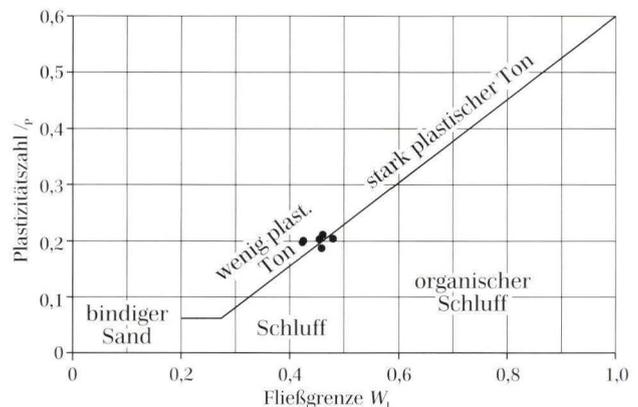


Abb. 12. Einordnung des Secursol 3310 in das Plastizitätsdiagramm nach Cassagrande.

meter ab und verfälschten durch ihr Eigengewicht die Meßwerte. Bei der Sedimentationsbestimmung der Kornverteilung ergaben sich um bis zu 27 % geringere Tonanteile als bei der Bestimmung mittels Sedigraph (Abb. 11).

Aus dem Plastizitätsdiagramm nach Cassagrande (Abb. 12) ergibt sich die Einstufung des Secursol 3310 als leicht plastischer, schluffiger Ton mit der Bezeichnung TL-TU.

2.4 Geochemische und mineralogische Eigenschaften

Aus der Summe der vom 1.10.1990 bis 15.4.1991 gewonnenen Daten des Grubenbetreibers wurden Mittelwerte bestimmt. Zum Vergleich wurden in eigenen Untersuchungen durch energiedispersive Röntgenanalyse (EDAX) an den REM-Proben für den Secursol 3310 weitere Daten zur chemischen Zusammensetzung ermittelt (Tab. 3). Die Werte stimmen nahezu überein.

Das Adsorptionsvermögen des Secursol 3310 ist mit ca. 4,5 meq/100g Boden im Vergleich zu anderen Tonen verhältnismäßig gering. Dies resultiert aus den dominierenden Anteilen an Quarz, gering adsorptivem Kaolinit und wenig ebenfalls gering adsorptionsfähigem Illit. Der Secursol 3310 ist demnach von vornherein nicht als hoch adsorptive Tonbarriere geeignet.

Die Austauschplätze des Rohmaterials (Abb. 13) sind zu ca. 4 % mit Natrium, zu ca. 9 % mit Kalium, zu ca. 33 % mit Magnesium und zu ca. 50 % mit Calcium belegt. Eisen belegt ca. 1 % der Austauschplätze und Aluminium durchschnittlich 3 %, Mangan wurde als austauschbar angelagertes Kation nicht nachgewiesen.

Die Porenlösung aus der mineralischen Barriere wurde mittels Saugsonden gewonnen. Als charakteristisch

Tab. 3. Mittlere chemische Zusammensetzung des Secursol 3310

	Schmidt KG (RFA)	selbst (EDAX)
SiO ₂	69,9 %	66,5 %
TiO ₂	1,5 %	1,3 %
Al ₂ O ₃	22,8 %	22,8 %
Fe ₂ O ₃	2,7 %	4,0 %
K ₂ O	2,2 %	3,2 %
sonstige	0,9 %	2,2 %

Tab. 4. Zusammensetzung der Porenlösung des unbelasteten Secursol 3310

Na	12,5 mg/l	Mn	an der Nachweisgrenze
K	5,3 mg/l	Al	an der Nachweisgrenze
Mg	26,3 mg/l	Cl	28,4 mg/l
Ca	48,2 mg/l	NO ₃	0-10 mg/l
Fe	an der Nachweisgrenze	SO ₄	101,4 mg/l

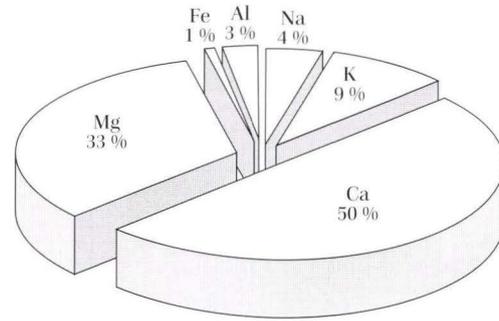


Abb. 13. Prozentuale Austauscherbelegung am unbelasteten Secursol 3310, Bestimmt nach der Methode von Mehlich (1948).

für den unbelasteten Secursol 3310 wurden die Proben angesehen, die bis zum dritten Monat des Feldversuches aus 60 cm Tiefe gewonnen wurden. Die Konzentration der Kationen Natrium, Kalium, Magnesium, Calcium, Eisen, Mangan und Aluminium wurden mittels Flammenspektroskopie an einem Atomabsorptionsspektrophotometer des Typs UNIKAM SP9 bestimmt, die Konzentration der Anionen Chlorid, Nitrat und Sulfat mittels Ionenchromatographie an einem MILLIPORE WATERS CONDUCTIVITY DETECTOR, Modell 430.

Die Zusammensetzung der Porenlösung des Secursol 3310 wurde aus sieben Proben (Tab. 4) gemittelt.

Der Einsatz von rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungsmethoden bei der Eignungsprüfung von mineralischen Deponiebasisabdichtungen wurde 1989 von Komodromos & Mattiat als sinnvolle Ergänzung der

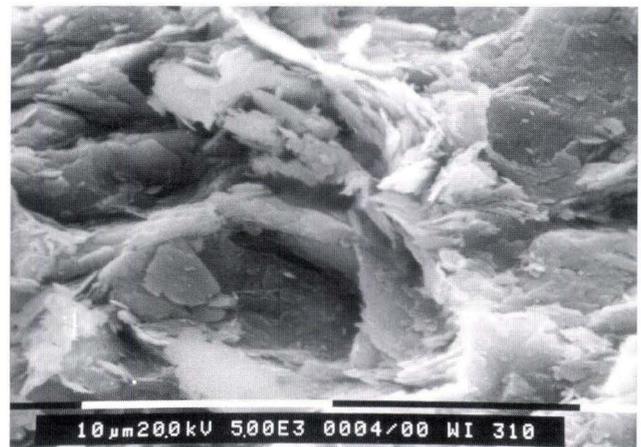


Abb. 14. REM-Aufnahme des verdichteten, unbelasteten Tons Secursol 3310 bei 5000-facher Vergrößerung. Deutlich erkennt man die für den Kaolinit typischen book-Strukturen, wie etwa links oben im Bild. Dazwischen sind in der rechten oberen Bildmitte kleinere ausgefrante Illitkristalle zu erkennen. Ein ausgeprägtes Parallelgefüge infolge der Verdichtung ist hier nicht zu erkennen.

konventionellen Prüfungskriterien vorgestellt. Die direkte Untersuchung des Gefüges ermöglicht Rückschlüsse auf das Barriereverhalten.

Bei 5000-facher Vergrößerung des verdichteten Secursol 3310 erkennt man eine eher geringe und keinesfalls vollständige Einregelung der Teilchen. Das Gefüge zeigt zwischen welligen bänderartigen Zonen mit unvollständiger Paralleleinregelung „Nester“ mit einer kartenhausähnlichen orthogonalen Anordnung der Aggregate (Abb. 14). Diese „Nester“ sind vermutlich Bereiche, die durch den Verdichtungsprozess nicht erfaßt wurden. Es ist deutlich zu sehen, daß insbesondere hier zwischen den einzelnen Aggregaten Zwischenräume offenstehen, die Interaggregatporen (Kap. 1.1, Abb. 4).

Deutlich erkennt man den Aufbau der Aggregate aus books im Kartenhausgefüge. Zwischen den einzelnen clusters liegen die Intraaggregatporen (Kap. 1.1, Abb. 4), deren maximale Öffnungsweite anhand des Maßstabs auf ca. 0,5 µm geschätzt wird.

Der verdichtete Ton läßt also im nicht durch Sickerwässer belasteten Zustand aufgrund der Poren, die bei starker Vergrößerung festgestellt wurden, durchaus auf einen möglichen Durchfluß von Flüssigkeiten schließen.

3. Ergebnisse des Feldversuches

3.1 Veränderung der bodenphysikalischen Eigenschaften

3.1.1 Veränderung der äußeren Merkmale

Unter allen drei Sickerwassertypen war unter den zur Beprobung vorgesehenen Leerrohren deutliches Aufweichen in Oberflächennähe zu erkennen. Der Ton war breiig. In den aufgeweichten Partien wurden im basischen Testfeld Wassergehalte von ca. 42–47 % gemessen, im salinen und sauren Testfeld Wassergehalte von 50–55 Gew.-%, d.h. der Ton enthielt hier mehr Wasser, als ursprünglich als Wasseraufnahmevermögen gemessen wurde (vgl. Kap. 2.3), bewegte sich jedoch im Rahmen der als Folge von Sickerwassereinwirkung festgestellten Wasseraufnahme (vgl. Kap. 3.1.4).

Das Aufweichen betraf nach vier Monaten Versuchsdauer den obersten Zentimeter der Tondichtung. Am Ende des Versuchszeitraumes nach 17 Monaten waren 4 cm der Tondichtung aufgeweicht. Die durchschnittliche Fortschrittsrate des Aufweichens der Tondichtung ohne Auflast beträgt demnach ca. 2,3 mm im Monat.

Im sauer beaufschlagten Testfeld wurde nach 17 Monaten in den oberen 4 cm eine Farbveränderung beobachtet, die allerdings nur am getrockneten Material deutlich war. Die Farbe des Tons veränderte sich von

2.5 Bewertung der Eignungsprüfung des Secursol 3310

Die ermittelten Eigenschaften des Secursol 3310 entsprechen den Anforderungen der TA-Abfall (1991), Anhang E (Tab. 5).

Tab. 5. Vergleich der in der TA-Abfall geforderten Materialanforderungen mit den für Secursol 3310 ermittelten Daten.

Parameter	Anforderung TA-Abfall	Wi 310
Mineralogische Zusammensetzung	> 10 Gew.-% Tonminerale	42 % Tonminerale
Korngrößenverteilung	> 20 % < 2 µm kein Grobkies	48 % < 2 µm kein Grobkies
Wassergehalt	homogen bei $w_{pr}+5\%$	11–16 % Nachbefeuchten erforderlich
G_v Gehalt an org. Bestandteilen	< 5 %	ca. 5–6 %
Kalkgehalt	< 15 %	0–0,06 %
k_f Durchlässigkeitsbeiwert im verdichteten Zustand	$< 5 \cdot 10^{-10} \text{ m/s}$	$2,88 \cdot 10^{-10} \text{ m/s}$

rötlich-fleischfarben zu braun. Am befeuchteten Ton war kein eindeutiger Farbunterschied festzustellen. Ebenfalls keine Verfärbungen wurden in den anderen beiden Testfeldern mit salinem und basischem Sickerwasseraufschlag beobachtet. Der Farbumschlag wird auf die Oxidation von zweiwertigem zu dreiwertigem Eisen zurückgeführt.

3.1.2 Kornverteilung

Zum Vergleich der Kornverteilung des Secursol 3310 nach Sickerwassereinfluß wurde die Fraktion < 63 µm verwendet und die Korngrößen am Sedigraph bestimmt.

Die Ermittlung der Kornverteilung durch Sedimentation und gravimetrische Messung mit dem Aräometer erwies sich für Ton als nicht geeignet (Kap. 2.3 und Abb. 11 und 15). Es zeichnete sich jedoch bei der Aufbereitung ab, daß gerade die Tone, die unter Einfluß des basischen Sickerwassers gestanden hatten, im Vergleich zu unbehandelten Proben und Proben aus dem salinen und sauren Testbecken nur sehr schwer dispergierten. Dies wurde als Anzeichen für eine erhöhte Kohäsion des Materials gewertet.

Für die Kornverteilung wurde im basischen Milieu eine Verschiebung registriert. Eine deutlich erschwerte Dispergierung mit Verklumpungen der Teilchen wurde

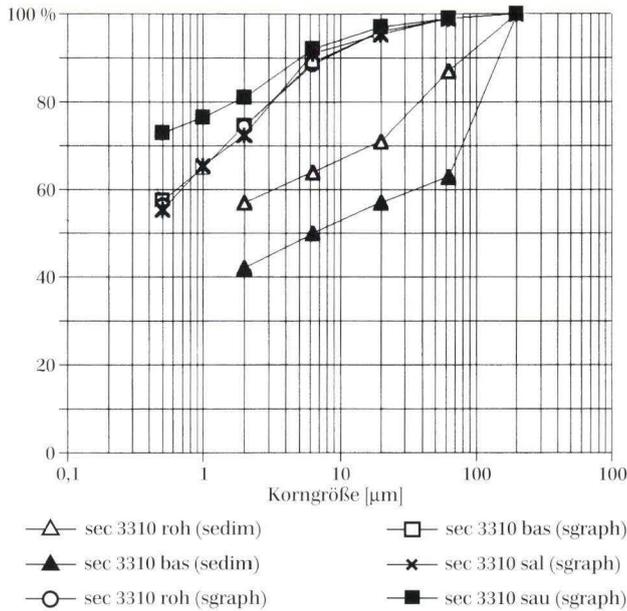


Abb. 15. Veränderung der Kornverteilung des Secursol 3310 unter Einfluß der Testsickerwässer (Sedigraph 5100). Zum Vergleich die Kornsummenkurven aus der Sedimentation der basisch behandelten und unbehandelten Tone.

beobachtet, die durch die Dispergierungsmittel für die Aräometermessungen nicht vollständig lösbar waren. Auch nach längerer mechanischer Bearbeitung ergaben die Kornsummenkurven der basisch behandelten Proben gegenüber den unbehandelten Tönen deutlich höhere Schluff- und Sandanteile (Abb. 15). Für das bodenmechanische Verhalten der Proben haben diese Aggregationseffekte große Auswirkungen, wie in den folgenden Kapiteln gezeigt wird.

Unter dem Einfluß des salinen Sickerwassers wurden keine Veränderungen der Kornverteilung festgestellt.

Unter saurem Sickerwasser ist eine deutliche Erhöhung des Tonanteils um 15 bis 17 %, insbesondere der Fraktion $< 0,5 \mu\text{m}$ zu beobachten (Abb. 15). Dieser Effekt ist besonders stark in den oberflächennah gewonnenen Proben, bei denen der Farbumschlag beobachtet wurde (Kap. 3.1.1).

Die Erhöhung des Tonanteils ist auf Lösungsvorgänge zurückzuführen. Aufgelöst werden in erster Linie Zemente, die den Zusammenhalt von Clustern und Aggregaten bewirken (s. Kap. 1.1). Es ergibt sich die Frage, inwieweit das Mikrogefüge des Tons aufgelöst und Kristalle vereinzelt oder sogar angegriffen wurden, was bei stark vergrößerten REM-Aufnahmen sichtbar sein sollte (s. Kap. 3.3.2). Veränderungen des Mikrogefüges des Tons lassen Auswirkungen auf das bodenmechanische Verhalten des Tons (Kap. 3.1) erwarten und werfen somit die Frage nach der Stabilität des Materials in der Depositionssituation auf (s. Kap. 4).

3.1.3 Veränderung der Plastizität

Die Veränderung der Plastizität wurde anhand der Atterberg'schen Zustandsgrenzen Fließgrenze und Ausrollgrenze verfolgt. Insgesamt wurden 180 Proben untersucht.

Unter basischem Sickerwassereinfluß erfolgt eine Absenkung der Fließgrenze von ca. 46 % auf 41–42 %. Die Werte für die oberste Schicht in 0–2 cm Tiefe blieben bei Betrachtung der Zeitreihe (Abb. 16) bis ca. 8 Monate nach Versuchsbeginn im Normbereich und sanken dann um ca. 4 Gew.-%. Nach 17 Monaten Versuchszeitraum war die Veränderung der Fließgrenze des Secursol 3310 in der Tondichtung bis in 20 cm Tiefe meßbar (Abb. 17). Die Ausrollgrenze sank unter basischem Sickerwassereinfluß innerhalb von 17 Monaten um ca. 2,5 % Was-

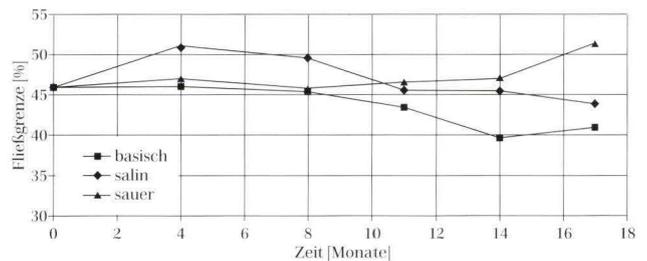


Abb. 16. Zeitreihe; Veränderung der Fließgrenze des Secursol 3310 in Oberflächennähe (0–2 cm Teufe) unter Einfluß von Sickerwässern.

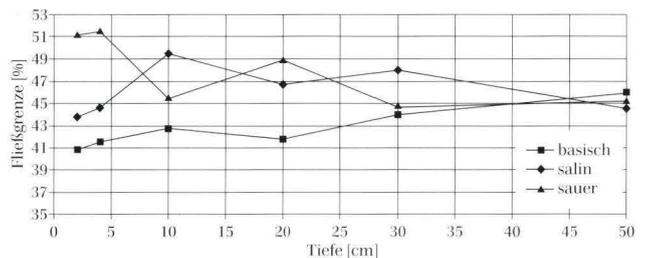


Abb. 17. Tiefenprofil nach 17 Monaten Versuchsdauer; Veränderung der Fließgrenze des Secursol 3310 unter Einfluß von Sickerwässern.

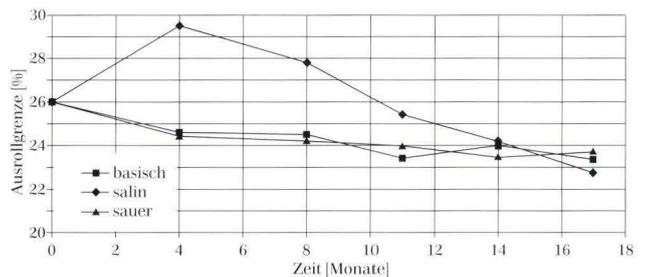


Abb. 18. Zeitreihe; Veränderung der Ausrollgrenze des Secursol 3310 in Oberflächennähe (0–2 cm Teufe) unter Einfluß von Sickerwässern.

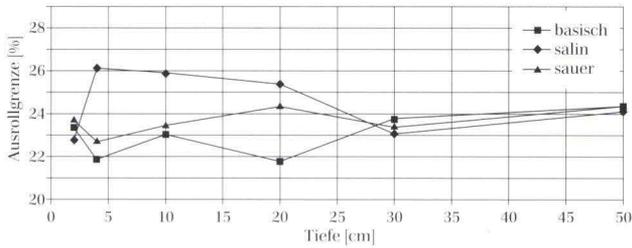


Abb. 19. Tiefenprofil nach 17 Monaten Versuchsdauer; Veränderung der Ausrollgrenze des Secursol 3310 unter Einfluß von Sickerwässern.

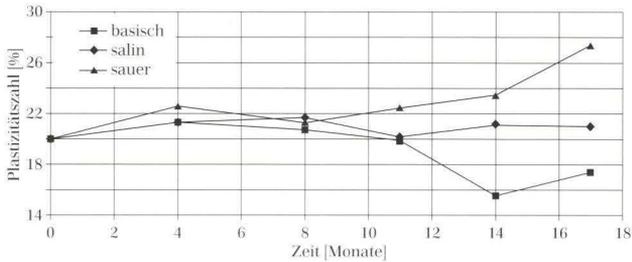


Abb. 20. Zeitreihe; Veränderung der Plastizitätszahl des Secursol 3310 in Oberflächennähe (0-2 cm Teufe) unter Einfluß von Sickerwässern.

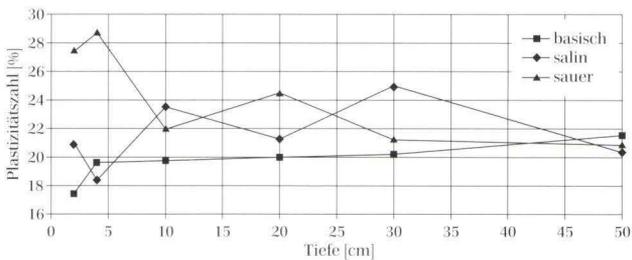


Abb. 21. Tiefenprofil nach 17 Monaten Versuchsdauer; Veränderung der Plastizitätszahl des Secursol 3310 unter Einfluß von Sickerwässern.

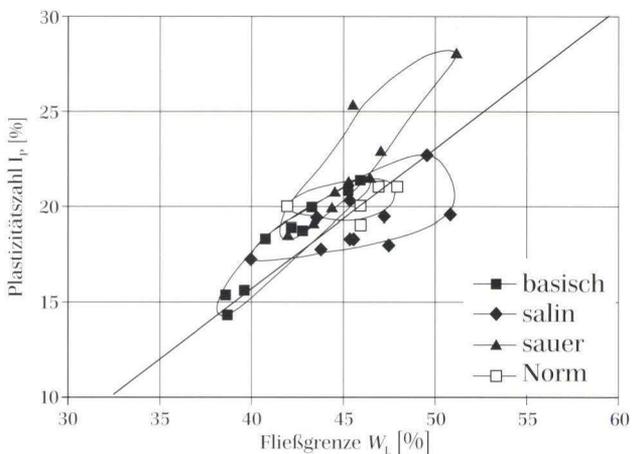


Abb. 22. Ausschnittvergrößerung des Plastizitätsdiagrammes nach Cassagrande, Darstellung aller Proben der Schichten 0-2 cm.

sergehalt (Abb. 18). Nach 17 Monaten Versuchsdauer war die Veränderung bis in 20–30 cm meßbar (Abb. 19). Die Plastizitätszahl verringerte sich im basischen Milieu nicht, der Plastizitätsbereich verschob sich lediglich zu geringeren Wassergehalten (Abb. 20–22).

Deutliche Veränderungen der Zustandsgrenzen bestanden im salinen Testfeld. Die Fließgrenze stieg vier Monate lang zunächst kräftig um ca. 6 % Wassergehalt an, sank aber dann bis zum 17. Monat um ca. 8 % Wassergehalt, insgesamt also 2 % unter den Ausgangswert (Abb. 16). Zum Ende des beschriebenen Versuchszeitraumes lag die Reaktionsfront bei 20 cm Tiefe (Abb. 17). Unter salinem Sickerwasser war keine eindeutige Veränderung, allenfalls nur eine geringfügige Absenkung der Ausrollgrenze feststellbar (Abb. 18 und Abb. 19). Daraus resultierte eine Einengung des Plastizitätsbereiches um rund 3 % des Wassergehaltes, bzw. 4 % des Normalwertes (Abb. 20–22).

Im sauren Testfeld konnten signifikante Veränderungen festgestellt werden. Die Fließgrenze erhöhte sich während des 17-monatigen Versuchszeitraumes um 6 % Wassergehalt (Abb. 16). Die Erhöhung der Fließgrenze verlief kontinuierlich über den Versuchszeitraum. Im Tiefenprofil (Abb. 17) konnte ebenfalls eine kontinuierliche Veränderung der Fließgrenze in Abhängigkeit von der Tiefe beobachtet werden. Die Ausrollgrenze sank innerhalb des Versuchszeitraumes geringfügig um ca. 1,5 % Wassergehalt (Abb. 18). Auch hier waren nach 17 Monaten Veränderungen bis in 20 cm Tiefe meßbar (Abb. 19). Durch die Erhöhung der Fließgrenze und die Senkung der Ausrollgrenze wurde im sauren Milieu der Plastizitätsbereich erheblich von 21 % auf maximal 29 % erweitert (Abb. 21–22).

In Abb. 22 sind in einer Ausschnittvergrößerung des Plastizitätsdiagrammes nach Cassagrande alle Datenpunkte aus den 3 Testfeldern der Schicht 0–2 cm eingetragen. Hier zeigt sich, daß die Datengruppen abhängig vom Sickerwassertypus unterschiedliche Punktwolken bilden. So bewirkte das basische Milieu eine Veränderung zu geringerer Plastizität innerhalb des TL-Bereiches, das saure Milieu hingegen bewirkte eine Verschiebung zum mittelplastischen Ton TM. Im Testfeld mit der neutralen Salzlösung verschob sich die Punktwolke zum Schluffbereich. Die Verschiebung zu geringerer Plastizität im basischen und stark salzigen Milieu ist ein eindeutiger Hinweis auf die beginnende Aushärtung des Materials infolge von Sickerwassereinfluß.

3.1.4 Veränderung des Wasseraufnahmevermögens

Der Einfluß von Sickerwasser zeigte auch deutliche Auswirkungen auf die Wasseraufnahmefähigkeit des Materials (Abb. 23).

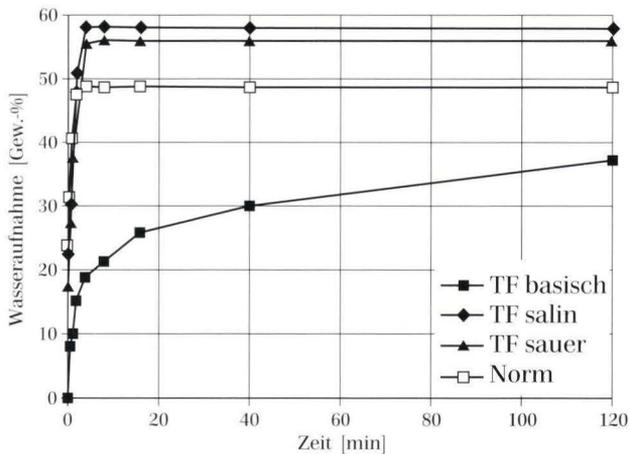


Abb. 23. Veränderung des Wasseraufnahmevermögens unter Sickerwassereinfluß.

Die Proben aus dem basischen Testfeld zeigten sowohl eine geringfügig verringerte Wasseraufnahme als auch ein verlangsamt Wasseraufnahmeverhalten. Die maximale Wasseraufnahme wurde teils erst nach 5–6 Stunden erreicht. Die Werte lagen mit durchschnittlich 1 % nur wenig unter denen des unbelasteten Tones. Eine Abhängigkeit von der Dauer des Sickerwassereinflusses wurde nicht festgestellt.

Bei den Proben aus dem salinen Testfeld wurde die maximale Wasseraufnahme innerhalb von 4–8 Minuten erreicht. Die aufgenommene Wassermenge lag bei 53–59 %, ca. 6–13 % über der für den unbelasteten Secursol 3310 ermittelten Wassermenge von 47,5 %.

Auch bei den sauer beaufschlagten Tönen wurde die maximale Wassermenge innerhalb von 4–8 Minuten aufgenommen. Auch hier war die aufgenommene Wassermenge gegenüber dem Normalwert deutlich erhöht. Wb lag bei 50–58 %, ca. 3–9 % über der für den unbelasteten Secursol 3310 ermittelten Wassermenge.

3.1.5 Veränderung des Carbonatgehalts

Im unbehandelten Secursol 3310 wurde kein Carbonat gemessen. Über den Versuchszeitraum hinweg wurde kein gefälltes Carbonat in den Tonproben nachgewiesen.

3.1.6 Veränderung des Glühverlusts

Über den Versuchszeitraum hinweg konnten geringe Schwankungen des Glühverlusts gemessen werden. Es gab Hinweise darauf, daß der Glühverlust sich im basischen Milieu schwach erhöht, im salinen schwach verringert, während im sauren Testfeld keinerlei Veränderungen meßbar waren. Die gemessenen Veränderungen waren jedoch so undeutlich, daß sie in die Bewertung nicht einbezogen wurden.

3.1.7 Veränderung der Durchlässigkeit – in situ-Bestimmung

Die in situ-Bestimmung der Durchlässigkeit wurde anhand der zeit- und tiefenabhängigen Veränderung der Ionenkonzentrationen in den Porenlösungen der Tonbarrieren errechnet. Bei den den Tönen eigenen geringen Durchlässigkeiten genügte die monatliche Entnahme der Proben aus der Porenlösung, um gute Richtwerte für die Geschwindigkeit der Versickerungsfront in den jeweiligen Testbecken zu erhalten.

Dabei wurde aus dem Zeitpunkt des Anstiegs der Konzentration eines Elementes in der Porenlösung einer bekannten Tiefe die Abstandsgeschwindigkeit ermittelt. Der Hydraulische Gradient ergab sich aus dem Quotienten aus der durchströmten Strecke und der Höhe des Wasserspiegels der überstauten Testlösung über der Barrierenoberfläche. Die errechnete Durchlässigkeit entspricht nicht genau dem Durchlässigkeitsbeiwert k_p , d.h. die hier gewonnenen Werte sind nur untereinander vergleichbar und nicht mit Daten aus anderen Verfahren. Hier wurde nicht mit der DARCY-Geschwindigkeit des Sickerwassers gearbeitet, sondern mit der Abstandsgeschwindigkeit der Sickerwasserfront.

Im basischen Testfeld konnte aufgrund der Sickerwasserzusammensetzung nur Natrium als Tracer verwendet werden. Aus dem Zeitpunkt des Anstiegs der Natriumkonzentration in 10 cm Tiefe ergab sich im Mittel eine Durchlässigkeit von $6,14 \cdot 10^{-10}$ m/s.

Im salinen Testfeld bewegte sich Natrium bei k-Werten um $1,02 \cdot 10^{-9}$ m/s im Vergleich schneller als im basischen Testfeld. Die durchschnittliche Durchlässigkeit aus den Geschwindigkeiten aller Ionen lag bei $1,27 \cdot 10^{-9}$ m/s.

Die Erhöhung der Natriumkonzentrationen im sauren Testfeld war aufgrund des Fehlens von Natrium in der Testlösung als Tracer heranzuziehen. Die Erhöhung der Kationenkonzentrationen in der Porenlösung lag in der Reaktion der sauren Sickerwässer mit dem Ton begründet, die erst als Folge des Eintreffens der Versauerungsfront auftritt. Die Erhöhung der Kationenkonzentrationen passierte daher erst nach Anstieg der Anionenkonzentrationen, der das Eintreffen der Sickerwasserfront anzeigte. Im sauren Testfeld betrug die gemittelte Durchlässigkeit $1,24 \cdot 10^{-9}$ m/s.

Die geringsten, d.h. die für eine mineralische Barriere günstigsten Durchlässigkeiten traten unter dem Einfluß des basischen Sickerwassers auf. Die Durchlässigkeit im salinen Testfeld waren demgegenüber deutlich erhöht, die größten Durchlässigkeiten wurden unter dem Einfluß des sauren Sickerwassers beobachtet.

Beim Eintreffen einer Sickerwasserfront werden die Elemente unterschiedlich schnell vom fluiden Medium transportiert. Sie unterliegen entsprechend ihrer Bindungsfreudigkeit an die durchströmte feste Phase einem

chromatographischen Effekt. Bei dem hier angewendeten Verfahren wurde das früheste erkennbare Eintreffen der ersten Sickerwasserinhaltsstoffe, die jedoch Vorreiter sind, gewertet. Zöge man den Zeitpunkt zur Bestimmung der Durchlässigkeit heran, an dem die maximale Konzentration eines Tracerstoffes erreicht würde, lägen die Durchlässigkeitswerte wesentlich tiefer. Bei der Thematik des Schadstofftransports ist aber nicht das Eintreffen der maximalen Elementkonzentration aus dem Sickerwasserstrom von Interesse. Vielmehr ist das erste Eintreffen der Sickerwasserinhaltsstoffe hier maßgeblich, da viele Schadstoffe bereits in geringsten Konzentrationen schwerste Schäden anrichten können. Daher sollte für die Bewertung der Durchlässigkeit einer Barriere nicht der k_f -Wert ausschließlich herangezogen werden, sondern die Durchbruchgeschwindigkeit.

3.1.8 Veränderung der Durchlässigkeit – Laborversuch

Im Feldversuch war die Bestimmung des k_f -Wertes *in situ* nicht möglich. Um die Veränderung des k_f -Wertes durch den Einfluß von Sickerwässern zu ermitteln, wurden im Labor Versuche zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes k_f durchgeführt.

Die Proben wurden dazu nicht aus dem Testfeld entnommen, da die verfügbaren Probenmengen, die durch die Leerrohre entnommen wurden nicht ausreichten, um zur Palette der Untersuchungen zur Veränderung der bodenphysikalischen Eigenschaften noch ungestörtes Material zum Einbau in die Durchströmungsapparate zu stellen.

Für die Bestimmung der Durchlässigkeit wurden gestörte Proben des unbehandelten Secursol 3310 in proctorverdichtetem Zustand verwendet.

Der Versuchsaufbau entsprach den Vorgaben nach DIN 18 130, Teil 10, mit Durchströmung von unten nach oben bei einem Gradienten von $i_{\max} = 14$. Die Probenkörper waren in Zylinder von 110 mm Höhe und 100 mm Durchmesser eingebaut. Versuchsbezeichnung nach DIN 18 130, Tab. 4, ist ZY-ES-ST.

Analog den Versuchstypen des Feldversuches wurden zur Erfassung der Veränderung der Durchlässigkeit unter dem Einfluß von Sickerwässern die im Feldversuch angewandten anorganischen Modellsickerwässer zur Durchströmung eingesetzt.

Jeder Versuchstyp wurde in dreimaliger Ausführung angesetzt. Die Versuche wurden über ca. 2 Monate gefahren.

Bei Durchströmung mit basischem Sickerwasser wurde eine leichte Verringerung des k_f -Wertes von 2,61 auf durchschnittlich $2,599 \cdot 10^{-10}$ m/s registriert. Das Eindringen von Basen in die Tonbarriere hat einen geringen abdichtenden Effekt.

Unter dem Einfluß der salinen Prüfflüssigkeit erhöhte sich der Durchlässigkeitsbeiwert auf $3,08 \cdot 10^{-10}$ m/s im Mittel.

Desgleichen erhöhte sich der k_f -Wert bei Durchströmung mit Säure auf durchschnittlich $3,39 \cdot 10^{-10}$ m/s im Gleichgewichtszustand.

3.2 Veränderung der geochemischen Eigenschaften

3.2.1 Veränderungen der Zusammensetzung in den Überstaulösungen

Die Elementkonzentrationen der Lösungen, mit denen die Tone in den Testbecken überstaut wurden (s. Abb. 5), waren darauf abgestimmt, das zur Verwendung stehende Quellwasser zu puffern und auf den gewünschten pH-Wert einzustellen.

Die Testlösungen wurden durchschnittlich alle zwei Monate beprobt. Sie wurden hinsichtlich ihrer geforderten Eigenschaften (Kap. 2.1) und ihrer chemischen Zusammensetzung untersucht.

Die Tone pufferten die saure und basische Überstaulösung sehr schnell bis in den schwach basischen Bereich, der dem natürlichen pH-Milieu des Secursol 3310 entspricht. Daher wurde in das saure und das basische Testbecken mehrfach eine durch Titration ermittelte Säure/Base-Menge nachgefüllt. Diese reichte jedoch nicht aus, um den gewünschten pH über längere Zeiträume stabil zu halten. Die Qualitäten der Sickerwässer sauer mit pH-Wert 3 bzw. basisch mit pH 11 konnten somit quantitativ nicht eingehalten werden. Vom qualitativen Standpunkt konnten jedoch gerade durch die Pufferung der Testlösungen die gewünschten Reaktionstypen herbeigeführt und beobachtet werden. Die schnelle Pufferung der Sickerwässer (Abb. 24) belegt, daß in den Testbecken massive Reaktionen zwischen Sickerwässern und Ton stattfinden. Über den Versuchszeitraum hinweg wurden diese Prozesse in ihrer Entwicklung verfolgt.

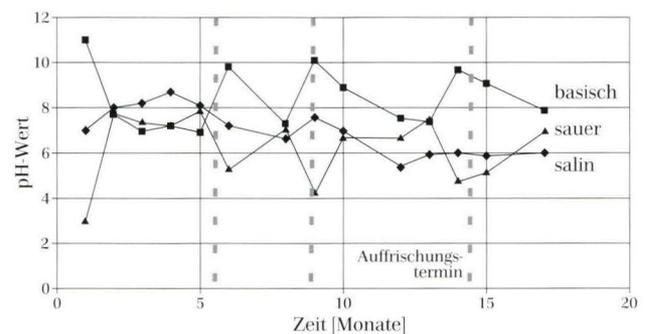


Abb. 24. Pufferung der Sickerwässer durch den Secursol 3310 nach Einstellen des pH-Wertes.

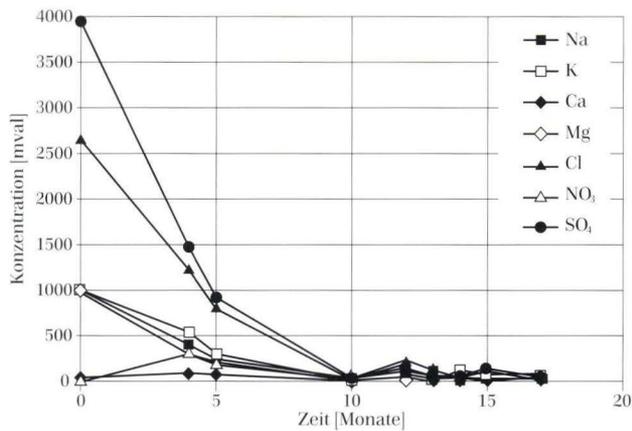


Abb. 25. Abnahme der Elementkonzentrationen im salinen Testfeld.

Im salinen Testfeld wurde die Entwicklung in der Testlösung beobachtet, ohne nochmals Chemikalien zuzugeben. Der pH-Wert des salinen Sickerwassers lag primär bereits im neutralen Bereich, entwickelte sich aber innerhalb kurzer Zeit bis in den schwach sauren Bereich. Im weiteren Versuchszeitraum war eine kontinuierliche Abnahme des pH-Wertes zu beobachten (Abb. 25).

Besonderes Augenmerk verdient die Entwicklung der Stickstoffanteile im neutral-salinen Sickerwasser. Der Stickstoffkreislauf spielt bei den Prozessen in natürlichen Böden eine wichtige Rolle. Die Umsetzung von Stickstoffverbindungen ist in der Bodenkunde wissenschaftlich gut untersucht. Die Parallele zum Deponiewesen ist offensichtlich, findet doch der Rotteprozess mit der Umsetzung von Stickstoffverbindungen sowohl im natürlichen Oberboden als auch im Deponiekörper statt.

Der Aufschlag mit Stickstoffverbindungen im salinen Testfeld erfolgte ursprünglich mit Ammoniumchlorid (NH_4Cl). Ammonium (NH_4^+) ist eine in der Natur häufig vorkommende Bindungsform des Stickstoffs und ist Baustein vieler organischer Verbindungen. Ammonium wird im natürlichen Stickstoffkreislauf unter Freisetzung eines H^+ -Ions bakteriell zu Ammoniak (NH_3) zerlegt. Das Ammoniak wird durch anwesende Nitritbakterien zu Nitrit (NO_2^-) oxidiert, wobei drei weitere H^+ -Ionen freierwerden. Durch Nitratbakterien wird das Nitrit unter Freigabe von drei Elektronen sofort zur Endstufe Nitrat (NO_3^-) oxidiert.

Dies erklärt, warum die saline Testlösung innerhalb kurzer Zeit leicht saure pH-Werte aufwies. Die freigegebenen H^+ -Ionen reagierten in der Testlösung sauer. Ein starkes Absinken des pH-Wertes wurde, wie im sauren Testfeld infolge der Pufferung durch den Ton verhindert. In der Testlösung konnte die stattgefundenen Umwandlung des NH_4 zu NO_3 durch hohe Nitratkonzentrationen nachgewiesen werden.

Die Abnahme der Elementkonzentrationen in den Sickerwässern, seien es Alkali- und Erdalkaliionen im salinen Testfeld, Wasserstoffionen im sauren bzw. Hydroxidionen im basischen Testfeld, beruht auf der Adsorptionsfähigkeit des Tones. Anhand der Elementkonzentrationen der überstaute Testlösungen, der Porenlösung (vgl. Kap. 2.4 und 3.2.5) und der Austauscherbelegung der Tone (vgl. Abb. 13 und Kap.3.2.4) über das Tiefenprofil sollen die Interaktionen zwischen Porenlösung und Ton aufgezeigt werden.

3.2.3 Veränderungen des pH-Wertes

Die Überprüfung des pH-Wertes wurde an den Test-sickerwässern und den Bodenproben vorgenommen. Aufgrund der geringen Probenmenge an Porenlösung, die durch Saugsonden gewonnen werden konnte, war die Überprüfung des pH-Wertes in der Porenlösung nicht möglich.

Im basischen Testfeld wurde die überstaute Testlösung innerhalb von einem Monat von pH-Wert 11 bis auf einen schwach basischen Gesamt-pH-Wert von ca. 7,5 gepuffert. Dies entspricht dem Norm-pH-Wert des Secursol 3310 von 7,3 bis 7,42. An den Tonproben selbst war eine Erhöhung des Ton-pH-Wertes bis max. pH 10 nur nach der Befüllung der Testbecken mit frischen Basen an der Barriereoberfläche (0–2 cm Tiefe) zu verzeichnen. Die pH-Werte des Tons normalisierten sich langsamer als die Neutralisation der überstaute Testlösung dauerte. Der typische pH-Wert des Secursol 3310 hatte sich im basischen Testfeld nach acht Monaten, im sauren Testfeld bereits nach vier Monaten wieder eingestellt (Abb. 26). Eine Erhöhung der Ton-pH-Werte in Tiefen unter 2 cm Tiefe wurde nicht beobachtet. Die langsame Neutralisation des Ton-pH-Werts an der Oberfläche der Barriere wird dadurch erklärt, daß Salze, insbesondere Hydroxide aus der Testlösung, ausfielen, sich auf der Tonoberfläche sammelten und die Erhöhung des pH-Wertes bewirkten.

Die Testlösung im salinen Testfeld reagierte zum Zeitpunkt der Befüllung neutral bis schwach basisch. Der pH-Wert fiel jedoch innerhalb von fünf Monaten in den schwach sauren Bereich ab und pendelte sich bei pH-Werten von 5,5 bis 6,0 ein. Die pH-Werte des Tons im salinen Testfeld erhöhten sich ebenfalls nur an der Oberfläche der Barriere zu Beginn des Versuchszeitraumes zunächst bis in den schwach basischen Bereich um pH-Wert 8. Nach 6–7 Monaten wurde ein leichter Versauerungsprozess bis zu pH-Werten von 6,1 festgestellt. Der versauerte Bereich dehnte sich am Ende des Beobachtungszeitraumes über die oberen 10–15 cm der Tondichtung aus. Die pH-Werte in den oberen 10–15 cm der Tonbarriere fielen nach 11 Monaten weiter bis minimal pH-Wert 5,35.

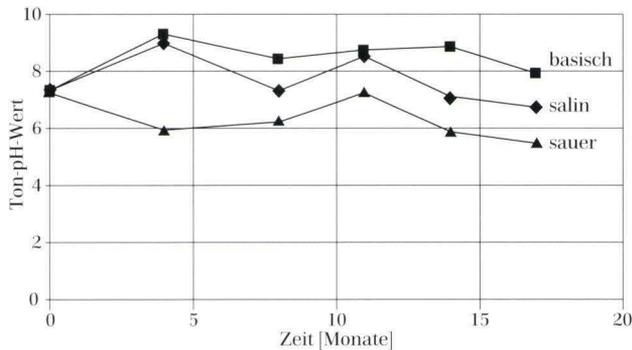


Abb. 26. Entwicklung des Ton-pH-Wertes unter Einfluß der verschiedenen Testlösungen (0–2 cm Tiefe).

Die saure Testlösung mit pH 3 wurde durch die Tone innerhalb von einem Monat in den neutralen Bereich um pH 7 gepuffert. Nach der Auffrischung der sauren Überstaulösung im fünften Monat pufferte der Ton die überstaute Testlösung zwar sofort wieder zum neutralen Bereich, jedoch verschob sich der pH-Wert des Tons zum schwach sauren Bereich. Die Säureneutralisationskapazität der Tonoberfläche nahm durch wiederholte Auffrischungen der Testlösung allmählich ab, obwohl die pH-Werte der Testlösung stets sofort gepuffert wurden. Zu Ende des Versuchszeitraumes reagierte der Ton an der Barriereoberfläche sauer mit pH-Werten bis zu 4,3. Der versauerte Bereich erstreckte sich bis in 10–15 cm Tiefe. Darunter wurden für den Secursol 3310 normale pH-Werte von 7,3–7,5 gemessen.

3.2.4 Veränderungen der Kationenbelegung und der Kationenaustauschkapazität in der Tondichtung

Im basischen Testfeld wurde nach dem Sickerwasseraufschlag an der Tonoberfläche in 0–2 cm Tiefe zunächst eine drastische Veränderung der Kationenbelegung am Austauscher festgestellt (Abb. 27). Nach 4 Monaten erhöhten sich die Anteile an Natrium am Austauscher von 4 % auf fast 40 %, die Kaliumanteile verdoppelten sich. Vom Austauscher verdrängt wurden vor

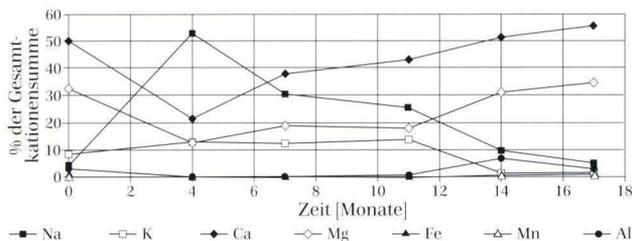


Abb. 27. Veränderung der Austauscherbelegung unter Einfluß von basischem Sickerwasser. Zeitreihe, Proben von 0–2 cm Tiefe.

allem Magnesium und Calcium, aber auch Eisen und Aluminium. Die Anzahl der Austauscherplätze blieb unverändert.

Diese Prozesse waren reversibel. Veränderungen bauten sich über den verbleibenden Versuchszeitraum hinweg kontinuierlich ab. Nach 17 Monaten hatte der Secursol 3310 seine typische Kationenbelegung wieder erreicht, die Elementverteilung konzentrierte sich gleichmäßig über das Tiefenprofil.

In der zeitlichen Entwicklung der Kationenverteilung am Austauscher über das gesamte Tiefenprofil hinweg wurden nach sprunghaftem Anstieg der Natrium- und Kaliumanteile die Abnahme von Calcium und Magnesium am Austauscher in abgeschwächter Form bis in maximal 10 cm Tiefe festgestellt. Auch hier normalisierte sich die Kationenverteilung am Austauscher im Laufe des Versuchs wieder, mit Ausnahme von Kalium, dessen Anteil sich ab dem 14. Monat verringerte und bis zum Untersuchungsende über das gesamte beprobte Tonprofil (bis in 50 cm Tiefe) verringert blieb. Die Anzahl der verfügbaren Austauscherplätze blieb ebenfalls konstant.

Die Eindringgeschwindigkeit der Testlösung in die mineralische Barriere konnte anhand der steigenden Natriumbelegung am Austauscher nachvollzogen werden (Abb. 28). Nach vier Monaten stieg die Belegung des Austauschers durch Natrium in 0–2 cm der mineralischen Barriere stark an. Nach 14 Monaten wurde gleiches in 4–10 cm Tiefe bei Abnahme der quantitativen Natriumbelegung im oberen Bereich der mineralischen Barriere gemessen. Nimmt man an, daß Natrium in der Tonbarriere in einem Monat 1 cm weit in die Tiefe vorrückte, ergibt sich eine Abstandsgeschwindigkeit von $3 \cdot 10^{-10}$ m/s. Diese entspricht den in Kap. 3.1.5 anhand des Erstanstiegs der Elementkonzentrationen im basischen Testfeld bestimmten Abstandsgeschwindigkeit von durchschnittlich $6,14 \cdot 10^{-10}$ m/s.

Im salinen Testfeld wurde in der oberflächennahen Schicht (0–2 cm) in der Initialphase bis zum sechsfachen Anteil an Natrium und Kalium an den Austauscherplätzen festgelegt. Calcium und Magnesium wurden vom Austauscher verdrängt und gingen in Lösung (Kap. 3.2.5 und Abb. 29, 30 und 33). Über die Dauer des Versuches re-

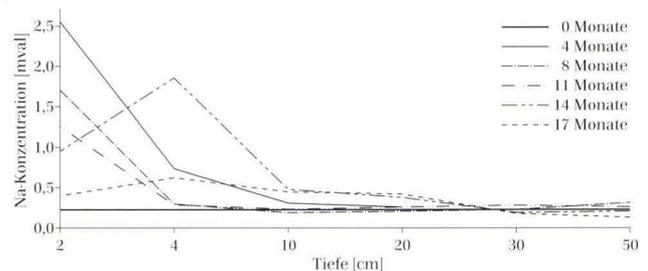


Abb. 28. Zeitliche Entwicklung der austauschbaren Natriumbelegung im Tiefenprofil, Testfeld basisch.

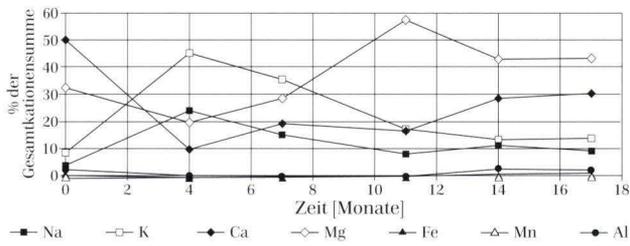


Abb. 29. Veränderung der Austauscherbelegung unter Einfluß von salinem Sickerwasser (0-2 cm Tiefe).

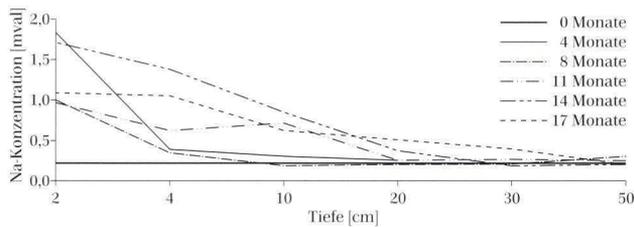


Abb. 30. Zeitliche Entwicklung der Natrium-Verteilung im Tiefenprofil, Testfeld salin.

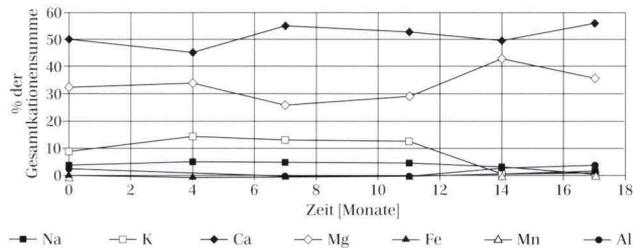


Abb. 31. Veränderung der Austauscherbelegung unter Einfluß von saurem Sickerwasser (0-2 cm Tiefe).

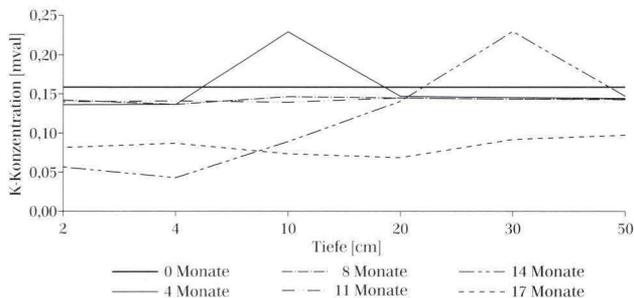


Abb. 32. Zeitliche Entwicklung der Kalium-Verteilung im Tiefenprofil, Testfeld sauer.

duzierten sich die austauschbaren Natrium- und Kaliumanteile auf das Dreifache der Ausgangsbelegung. Zeitgleich wurden wieder vermehrt die zweiwertigen Kationen Magnesium und Calcium angelagert, wobei durch das hohe Magnesiumangebot aus der Testlösung dieses Element bevorzugt adsorbiert wurde. Zu Ende des Versuchszeitraumes betragen die prozentualen Anteile der Austauscherbelegung für Natrium ca. 9,3 %, Kalium ca. 14 %, Magnesium ca. 43,3 %, Calcium ca. 30,4 %, Eisen ca. 0,6 %, Mangan ca. 0,06 % und Aluminium ca. 2,4 %.

Die Belegung der Austauscher spiegelt die Eindringtiefe der Testlösung in die mineralische Barriere wider. Insbesondere das mobile Natrium, welches in der Porenlösung nach 17 Monaten in 30 cm nachweisbar war, bewirkte eine direkte Reaktion der Austauscher. Durch den starken Natriumionendruck der Testlösung erhöhte sich die adsorbierte Natriummenge am Austauscher bereits zu Versuchsbeginn in 0-2 cm Tiefe zehnfach auf über 20 mval/100 g Boden.

Nach 17 Monaten wurden bis in 30 cm Tiefe Natriumadsorption durch die Austauscher registriert. Dies entspricht für das saline Testfeld einem Vorrücken der Natriumfront von 1 cm in 17 Tagen, umgerechnet einer Abstandsgeschwindigkeit von ca. $8 \cdot 10^{-9}$ m/s.

Auch Kalium wurde durch die saline Testlösung dem Austauscher im Überschuß angeboten. Da die Mobilität des ebenfalls einwertigen Kaliums durch seine Größe gegenüber der Mobilität von Natrium eingeschränkt ist, wurden in der Porenlösung (Kap. 3.2.5) deutlich niedrigere Kaliumkonzentrationen gemessen.

Dennoch wurde nach 17 Monaten bis in 20 cm Tiefe eine erhöhte Adsorption von Kalium am Austauscher nachgewiesen.

In die Überstaulösung wurde auch ein Überangebot an Magnesium eingebracht. Während die einwertigen Ionen Natrium und Kalium in den oberen Schichten der mineralischen Barriere vermehrt adsorbiert wurden, wurden die Magnesiumionen vom Austauscher durch den Ionendruck der zuerst eintreffenden, mobileren, einwertigen Ionen verdrängt und gingen in Lösung. Daher sank der austauschbare Magnesiumanteil am Austauscher in den ersten acht Monaten. Erst als die weniger mobilen und daher langsamer versickernden Magnesiumionen der Überstaulösung verstärkt in die Porenlösung auftraten, wurde Magnesium unter Verdrängung von Natrium und Kalium verstärkt an die Austauscher angelagert.

Nach 17 Monaten wurden in der Porenlösung bis in 20 cm Tiefe Erhöhungen der Magnesiumkonzentration festgestellt, während die Austauscher erst bis in 10 cm Tiefe Magnesium anlagerten.

Der hohe Ionendruck der drei obengenannten Kationen Natrium, Kalium und Magnesium führte zu einer Verdrängung der Calciumionen vom Austauscher in den oberen Bereichen der mineralischen Barriere. Dieses vermehrt in Lösung gegangene Calcium wurde in den unterliegenden Schichten (20-30 cm Tiefe) adsorbiert. Mit zunehmendem Ionendruck der Elemente Natrium, Kalium und Magnesium werden mit der Zeit die austauschbaren Calciumanteile immer weiter abnehmen und in die Tiefe verdrängt werden.

Im sauren Testfeld zeigten sich in den ersten 11 Monaten keine Veränderungen der Natrium- und Kaliumbelegung des Austauschers. Nach 14 Monaten zeigte sich

für Natrium zunächst in Oberflächennähe von 0–4 cm ein schwacher Anstieg der Natriumanteile (Abb. 31). Im 17. Monat sank der Anteil des austauschbaren Natriums über das gesamte Tonprofil um die Hälfte der ursprünglichen Natriumbelegung. Die Kaliumbelegung fiel im Bereich von 0–10 cm Tiefe nach 14 Monaten auf ca. ein Drittel. Nach 17 Monaten Versuchsdauer war ebenfalls über das gesamte Tonprofil die Kaliumbelegung auf die Hälfte zurückgegangen. Die Calcium- und Magnesiumbelegung stieg in Oberflächennähe (0–10 cm Tiefe) zunächst schwach an, pendelte sich jedoch gegen Ende des Versuchszeitraumes wieder auf ihr altes Niveau ein (Abb. 32). Auswirkungen des sauren Porenwassers auf Eisen, Mangan und Aluminium wurden nicht festgestellt.

3.2.5 Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Porenlösung

Veränderungen der Zusammensetzung der Porenlösung der Tonbarriere werden verursacht durch das Eintreffen von Sickerwasserinhaltsstoffen mit dem Sickerwasserstrom am jeweiligen Betrachtungspunkt. Zusätzliche Veränderungen der Porenlösungszusammensetzung können durch Reaktionen der einsickernden Testlösung mit dem Ton hervorgerufen werden. Lösungs- oder Fällungsprozesse werden in Gang gesetzt und das vorhandene Lösungsgleichgewicht gestört. Solche Reaktionen liegen dann eindeutig vor, wenn die Konzentration von Elementen ansteigt, die nicht in der Testlösung enthalten sind.

Im basischen Milieu, unter Aufschlag von NaOH, wurde ein Anstieg der Natriumkonzentration in der Porenlösung beobachtet. Dieses Phänomen setzte im Bereich der Saugsonden in 10 cm Tiefe nach durchschnittlich 11 Monaten ein, in 20 cm Tiefe nach ca. 13 Monaten, in 30 cm Tiefe deutete sich zu Ende des Versuchszeitraumes die noch nicht eindeutige Erhöhung der Natriumkonzentration an. Nach 17 Monaten war die Natriumkonzentration in 10 cm Tiefe auf den dreifachen Normalwert angestiegen, in 20 cm Tiefe auf den zweifachen Normalwert. Die Calciumkonzentrationen fielen im basischen Testfeld unabhängig von der Beprobungstiefe zeitgleich nach 13 Monaten Sickerwassereinwirkung um ca. 50 %. Für die Kationen Kalium, Magnesium sowie für die Anionen Chlorid, Nitrat und Sulfat wurden keine Veränderungen festgestellt. Die Aluminiumkonzentrationen blieben unter der Nachweisgrenze.

Durch die Umsetzungsprozesse in der salinen Testlösung von Ammonium zu Nitrat und dem daraus resultierenden Freiwerden von Wasserstoffionen war die Wirkung der Testlösung nicht mehr neutral, sondern es kam zu massiven Versauerungsschüben bei gleichzeitigem Überangebot an Elektrolyten. Unter der salinen

Testlösung, in der alle gemessenen Kationen und Anionen im Überangebot vorhanden waren, wurden wesentlich umfangreichere Veränderungen festgestellt als im basischen Testfeld. Hier war für alle gemessenen Kationen ein zeitabhängiger Konzentrationsanstieg in den Porenwässern deutlich. Die zeitliche Reihenfolge des Anstieges verschiedener Kationenkonzentrationen entspricht der aus der Bodenkunde bekannten Affinität der Elemente zu Tonmineralen (Scheffer-Schachtschabel 1982): Die Mobilisierbarkeit von Kationen, die an Tonminerale gebunden sind, ist $\text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Al}$. Abb. 33 zeigt am Beispiel der Analyseergebnisse aus 10 cm Tiefe, wie ab dem fünften Monat nacheinander Na, K, Mg, Ca in der Porenlösung ansteigen. Analog erscheinen nacheinander die Anionen Cl nach vier Monaten, SO_4 nach acht Monaten und NO_3 nach 15 Monaten.

Das Eintreffen der Sickerwasserfront zeigte sich durch den Anstieg der Elementkonzentrationen. Vorreiter waren zuerst die mobilen Ionen Chlorid und Natrium, gefolgt von den übrigen Elementen. Insbesondere im salinen Testfeld konnte der Weg der Versickerungsfront eindeutig dokumentiert werden. Nach vier Monaten begannen die ersten Elementkonzentrationen bereits in 10 cm Tiefe anzusteigen, nach acht Monaten erreichte die Versickerungsfront 20 cm Tiefe, nach 12 Monaten 30 cm Tiefe. In 40 cm Tiefe wurde zu Ende des Versuchszeitraumes ein erster schwacher Anstieg der Chloridkonzentration gemessen. Die Konzentrationen im Porenwasser in den Tiefen 50 cm und 60 cm entsprachen nach 17 Monaten noch den Normalwerten des Secursol 3310.

Im sauren Testfeld bot das Sickerwasser ein Überangebot an H^+ -Ionen in Verbindung mit den Anionen Chlorid, Nitrat und Sulfat. Der Anstieg der Anionenkonzentrationen markiert das Eintreffen der den Ton durchsickernden Lösung (Abb. 34). Diese „Sickerfront“ befand sich nach 10 Monaten in 10 cm Tiefe, nach 15 Monaten in 20 cm Tiefe. Nach 17 Monaten war ein Anstieg Konzentration in 30 cm Tiefe noch nicht für alle Anionen eindeutig.

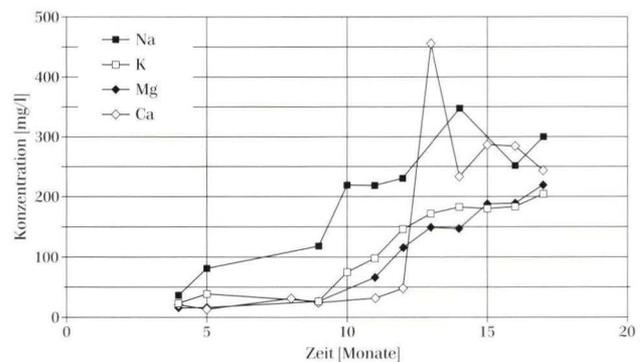


Abb. 33. Aufeinanderfolgende Mobilisation von Na, K, Mg, Ca in der Porenlösung in 10 cm Tiefe, Testfeld neutrale Salzlösung.

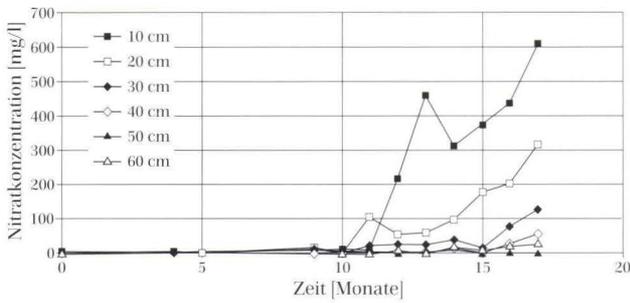


Abb. 34. Fortschreitende Versickerung der Anionen in der Porenlösung im sauren Testfeld am Beispiel von NO_3^- .

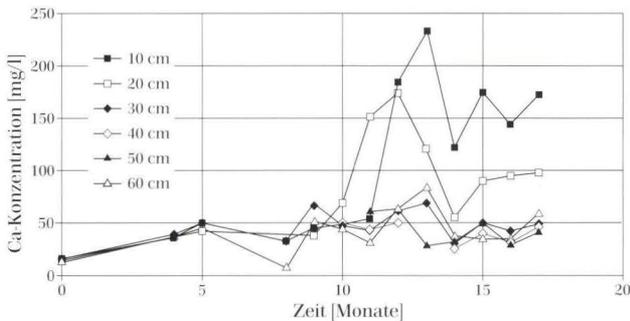


Abb. 35. Tiefenabhängiger Anstieg der Kationenkonzentration der Porenlösung am Beispiel von Ca im sauren Testfeld.

Die Konzentrationen der Kationen Natrium, Kalium, Magnesium und Calcium im Porenwasser stiegen mit etwas Verspätung nach 11 Monaten auf die doppelte bis dreifache Normkonzentration an, obwohl aus der Testlösung keine Kationen angeboten wurden (vgl. Kap. 2.1). Hier muß es sich um gelöste Kationen aus dem Ton handeln. Unterhalb 20 cm Tiefe war die Zusammensetzung der Porenlösung hinsichtlich der Kationenkonzentrationen bis zum Ende des Versuchszeitraumes unverändert (Abb. 35).

3.3 Veränderung der mineralogischen Eigenschaften

3.3.1 RD – Röntgendiffraktometrie

Zur Kontrolle der Veränderungen des Mineralbestandes unter Sickerwassereinfluß wurden am Ende des Versuchs pro Testfeld je zwei Proben aus der Oberfläche der Mineralischen Barriere (0–2 cm) röntgendiffraktometrisch untersucht.

Die ermittelte Mineralzusammensetzung der mit Testlösungen behandelten Tone schwankt innerhalb der als Norm ermittelten Werte. Somit wurden hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung keine signifikanten Veränderungen durch Sickerwassereinfluß festgestellt.

3.3.2 REM – Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen

Zum Vergleich mit den unbelasteten Proben des verdichteten Secursol 3310 (Kap. 2.4, Abb. 14) wurden nach dem beschriebenen Verfahren aus jedem Testfeld Proben untersucht. Die Proben stammten aus den oberflächennahen Schichten der mineralischen Barrieren aus 0–2 cm Tiefe, da hier die Einwirkungszeit der Testlösungen am längsten war.

Unter basischem Sickerwasser verstärkten sich die orthogonalen Kante-Fläche-Kontakte, wie sie in Kap. 4.4.2 als in Nestern vorkommend beschrieben wurden. Durch das Entstehen zusätzlicher Bereiche mit Kartenhausstruktur weiteten sich die durch die Verdichtung „plattgedrückten“ intrakristallinen Poren wieder. Die Poren, die durch die Kartenhausstruktur geöffnet sind, standen allerdings nicht offen, sondern waren mit einer massigen Substanz ausgefüllt, die den Ton gleichsam „verkittete“ (Abb. 36). Diese Masse bestand aus sekundär gebildeten Porenzementen (Salzen), die die sogenannte „Selbstabdichtung“ des Tons verursachten.

Unter neutral-salinen Verhältnissen brach die Kante-Fläche-Struktur zusammen, statt dessen lagerten sich die Kaolinitkristalle annähernd parallel. Unter geringen Vergrößerungen wurde die Parallelstruktur als wellige Bänderung sichtbar (Abb. 37). Die parallele Orientierung der Teilchen setzte sich bis in die kleinsten Aggregate hinein fort, die Aggregatgrenzen blieben dabei aber bestehen. Die Bildung neuer Porenzemente unter salinem Sickerwassereinfluß wurde nicht festgestellt. Dennoch war durch die enge parallele Lagerung der Kristalle eine Verringerung der Durchlässigkeit zu erwarten.

Unter saurem Sickerwasser blieb das Gefüge der Nester mit Kartenhausstruktur durch Kante-Fläche-Kontakte



Abb. 36. REM-Aufnahme des basisch behandelten Tons, Vergrößerung ca. 5 000-fach. Deutlich sichtbar sind die Verklebungen der Clusters mit einer massigen Substanz.

takte innerhalb unvollständig parallel eingeregelter welliger Bänderzonen weitgehend erhalten. Das Gefüge erschien jedoch insgesamt etwas lockerer. Die einzelnen

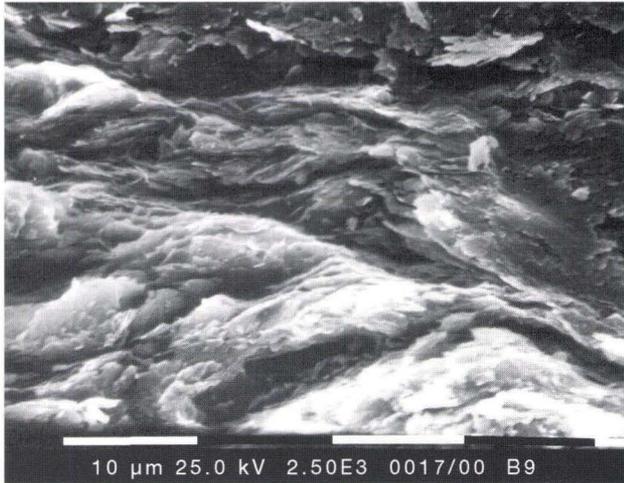


Abb. 37. REM-Aufnahme des salin behandelten Tons, Vergrößerung ca. 2 500-fach. Diese Aufnahme zeigt deutlich die Parallelstruktur.



Abb. 38. REM-Aufnahme des sauer behandelten Tons, Vergrößerung ca. 2 500-fach. In der Mitte der unteren Bildhälfte ist die lockere Kartenhausstruktur deutlich erkennbar. Die Cluster liegen locker und ohne Bindemittel zusammen.

4. Diskussion der Ergebnisse

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen und Ergebnisse waren darauf abgestimmt, zum einen gemäß des aktuellen Prüfstandards nach TA-Abfall die Eignung des Secursol 3310 aus dem Westerwälder Grubenfeld Wimpfsfeld zur Verwendung als mineralische Schadstoffbarriere nachzuweisen, zum anderen sollte untersucht werden, wie sich das Material im eingebau-

Aggregate und Tonmineralcluster wurden infolge der teilweisen Lösung der Porenzemente geteilt und lagen nur noch in lockerem Verband. Die Tonminerale erschienen infolge der Lösung der Porenzemente auf den Oberflächen glatt und sauber. Sie waren an den Kanten unregelmäßig ausgefranst, d.h. die Tonminerale selbst wurden an den Kanten angegriffen (Abb. 38). Es konnte erwartet werden, daß durch die teilweise Zementlösung die Dichtigkeit des Tones verschlechtert würde.

Es lassen sich also nach der Behandlung mit verschiedenen organischen Sickerwässern deutliche Veränderungen im Mikrogefüge des Tones feststellen.

3.4 Veränderungen der Eigenschaften des Secursol 3310 unter Sickerwasser-einfluß – ein Überblick

Tabellarisch zusammengefaßt wurden am Secursol 3310 nach Einwirkung dreier anorganischer Sickerwässer folgende Veränderungen festgestellt:

Tab. 6. Veränderungen des Secursol 3310 nach Einwirkung der Testsickerwässer

Parameter	basisch	salin	sauer
Kornverteilung:			
Tonanteil	↓	↓	↑↑
Schluffanteil	(↑)	0	0
Sandanteil	0	0	0
Zustandsgrenzen:			
Fließgrenze	↓	↑↓=↓	↑↑
Ausrollgrenze	↓	↓	↓
Plastizitätsindex	0	0↓	↑↑
Wasseraufnahme	↓	↑↑	↑↑
Glühverlust	↑	↓	0
Carbonatgehalt	0	0	0
Durchlässigkeit	↓	↑↑	↑↑
Ton-pH	↑	↓	↓
Gefüge (REM)	Kante/Fläche	Fläche/Fläche	Kante/Fläche

↑ steigt geringfügig; ↑↑ steigt stark; ↓ fällt geringfügig; ↓↓ fällt stark, 0 unverändert

↑↓ = 0 steigt erst, fällt dann, Resultat unverändert

ten Zustand unter Beanspruchung durch anorganische Sickerwässer verhält. Untersuchungsziel war es, herauszufinden, ob die Eigenschaften des Secursol 3310 auch unter dem Einfluß von aggressiven anorganischen Depositionsickerwässern weiterhin den in der Eignungsprüfung geforderten bodenphysikalischen Kennwerten entsprechen, und die geochemischen und mineralogischen

Eigenschaften so bestehen bleiben, daß eine am Rohmaterial nach TA-Abfall nachgewiesene Eignung auch in der Deponiesituation noch zutrifft.

Aufgrund der Eignungsprüfung nach TA-Abfall wird der rohe Ton Secursol 3310 als geeignet für die Verwendung als mineralische Schadstoffbarriere eingestuft.

Daß Reaktionen zwischen den Sickerwässern und dem Secursol 3310 stattfanden, wurde eindeutig dadurch belegt, daß sich die Zusammensetzung der Sickerwässer im Laufe des Versuchszeitraumes stark veränderte. Die in den Testlösungen nicht mehr nachweisbaren Ionen wurden von der mineralischen Barriere aufgenommen. Die Art und die Folgen dieser sickerwasserspezifischen Reaktionen galt es durch die Überwachung der bodenphysikalischen, geochemischen und einiger mineralogischer Parameter zu charakterisieren.

Stellt man die Summe der gravierendsten Veränderungen in ihrer zeitlichen Abfolge zusammen, wird deutlich, daß der basische Sickerwassereinfluß, sobald er in der Porenlösung und der Austauscherbelegung nachweisbar wird, Veränderungen im Gefüge und im bodenmechanischen Verhalten des Tones bewirkt.

Zum Zeitpunkt der Befüllung des Testbeckens lag der pH-Wert der Testlösung bei 11 (Abb. 24). Die Kennwerte des Barrierematerials entsprachen den in Kap. 2.1 beschriebenen Normwerten.

Betrachtet man einen Zeitpunkt der mitten im Versuchszeitraum liegt, etwa 11 Monate nach Versuchsbeginn, ergibt sich ein deutlich anderes Bild. Die Kationenkonzentration war so weit gefallen, daß sie den Normwerten der Porenlösung entsprach. In 10 cm Tiefe war seit dem zehnten Monat ein erster schwacher Anstieg der Natriumkonzentration zu verzeichnen, d.h. die Sickerwasserfront hatte 10 cm Tiefe gerade passiert. In dem bereits durchströmten und nun also mit dem basischen Sickerwasser in Kontakt befindlichen Bereich wurden bereits deutliche Veränderungen gemessen: In den obersten 2 cm der Tonbarriere war bereits nach vier Monaten der Austauscher durchschnittlich zu 53 %, statt anfangs 4 % der Austauscherplätze mit Natrium belegt, Calcium und Magnesium dafür zu großen Anteilen vom Austauscher verdrängt. Nach 11 Monaten war der Natriumanteil noch erhöht und die Calcium- und Magnesiumanteile lagen noch deutlich unter den Normalwerten (Abb. 27). Die Natriumfront befand sich zu dieser Zeit in 2–4 cm Tiefe (Abb. 28), wo der Austauscher im Vergleich zur Schicht 0–2 cm im vierten Versuchsmonat zu nicht ganz so stark erhöhten Anteilen mit Natrium belegt war. Die Calcium- und Magnesiumanteile waren auch hier deutlich verringert.

Der Plastizitätsbereich hatte sich bereits seit dem achten Versuchsmonat infolge einer Absenkung von Fließ-

und Ausrollgrenze zu geringeren Wassergehalten verschoben, und auch das Wasseraufnahmevermögen war verringert (Abb. 16–23).

Anhand von REM-Aufnahmen wurden materielle Veränderungen im Ton bestätigt (Abb. 14 und 36). An den Tonmineralen und in den Zwischenräumen hatte sich eine derbe Masse als Niederschlag gebildet. Aus den durch Sickerwasser eingeführten Substanzen und der Ionenbilanz am Austauscher ergab sich, daß es sich um amorphe Metall- und Alkalimetallniederschläge handeln muß. Calcium und Magnesium waren vom Austauscher verdrängt, aber in der Porenlösung nicht in erhöhtem Maße gefunden worden. Die freien Ca^{2+} und Mg^{2+} -Ionen fielen im basischen Milieu als $\text{Ca}(\text{OH})_2$ und $\text{Mg}(\text{OH})_2$ -Niederschläge aus.

Zu Ende des Versuchszeitraumes war die basische Testlösung völlig abgepuffert. Die Versickerungsfront in der mineralischen Barriere hatte sich um weitere 10 cm fortbewegt und 20 cm Tiefe erreicht. In 0–2 cm Tiefe hatte sich die Austauscherbelegung wieder normalisiert, mit Ausnahme des Kaliumanteils, der gegen 0 ging. Ein Anstieg der Natriumbelegung des Austauschers wurde nur noch in sehr schwachem Maße beobachtet. Veränderungen der bodenphysikalischen Kennwerte waren im basischen Testfeld am Ende des Versuchszeitraumes ebenfalls bis in 20 cm Tiefe feststellbar (Abb. 16–23). Die Veränderungen der bodenphysikalischen Kennwerte wurden offensichtlich unmittelbar durch das Eindringen des Sickerwassers und damit der Veränderung der Zusammensetzung der Porenlösung ausgelöst.

Die in den REM-Aufnahmen sichtbaren massigen Hydroxidniederschläge, die die Probe quasi verkitten, verursachten die gemessenen Veränderungen der bodenphysikalischen Eigenschaften. Die erschwerte Dispergierbarkeit erklärt sich aus einer erhöhten Kohäsion durch die „Verklebung“ der Tonteilchen mit Hydroxidschlamm. Die Verschiebung des Plastizitätsbereiches (Abb. 20–22) konnte auf den durch Hydroxidniederschläge verringerten Porenraum in Verbindung mit der erhöhten Kohäsion zurückgeführt werden. Der Zusammenhalt innerhalb verbleibender Aggregate war stark erhöht, so daß, ähnlich wie bei grobkörnigeren Materialien, z.B. Schluff, die Schaffung eines „Gleitfilmes“ aus Wasser um die Tonaggregate, der die Bewegung der Partikel gegeneinander ermöglichte, bereits mit geringeren Wassermengen gegeben war.

Auch die abnehmende Wasseraufnahme (Abb. 23) beruhte auf dem verringerten Porenraum, die verlangsamte Wasseraufnahme deutete auf eine geringere Permeabilität durch Blockierung der Porenverbindungen. Dies wiederum wirkte sich positiv auf die Durchlässigkeit der Probe aus und verkleinerte den Durchlässigkeitsbeiwert

der Tonbarriere. Die Durchlässigkeit wurde im basischen Milieu verkleinert. Hier lag eine Selbstabdichtung des Materials vor. Inwieweit diese Selbstabdichtung jedoch beständig ist, konnte im gegebenen Versuchsrahmen nicht geklärt werden. Die Bildung der Hydroxidniederschläge kann bei Änderung des pH-Milieus durchaus reversibel sein und sollte daher als abdichten des Element nur sehr vorsichtig einbezogen werden. Die Tatsache, daß sich die Reaktionen auf den Sickerwasserangriff nach der Neutralisation der Testlösung zurückbildeten spricht dafür, daß die Veränderungen in der Tonbarriere keinesfalls stabil waren, sondern nur eine temporäre Anpassung an die veränderte Situation bis zu deren Kompensation darstellten.

Die basische Testflüssigkeit bewirkte eine Selbstabdichtung durch Hydroxidniederschläge. Eine Verlagerung von Sickerwasserinhalstoffen und damit verbundene Materialreaktionen konnten innerhalb von 17 Monaten Versuchszeit bis in maximal 20 cm Tiefe beobachtet werden. Aufgrund der hohen Löslichkeit von Metallhydroxiden muß diese Selbstabdichtung als instabil und damit nicht zuverlässig eingestuft werden. Die Herabsetzung der Plastizität infolge des Einflusses von basischem Sickerwasser ist ebenfalls unerwünscht, da eine Versprödung des Materials den plastischen Ausgleich von Setzungen im Bereich der Deponie behindert und setzungsbedingte Rißbildung in der Tonbarriere verursachen könnte.

Auch unter dem Einfluß des salinen Sickerwassers treten Veränderungen der bodenphysikalischen Eigenschaften auf, die etwa zeitgleich mit dem Eintreffen des Sickerwassers, d.h. dessen Nachweisbarkeit in der Tonbarriere und deren Porenlösung, einhergehen.

Zu Beginn des Versuches, bei Befüllung des Versuchsbeckens, lag die unbelastete Tonbarriere unter der überstauten Testlösung. Alle gemessenen Parameter entsprachen den Normwerten.

Nach 11 Monaten waren die hohen Salzkonzentrationen in der Testlösung fast vollständig adsorbiert (vgl. Abb. 25 und Abb. 4), der pH-Wert der Testlösung lag im schwach sauren Bereich (Abb. 24). Die Ionenkonzentrationen in der Porenlösung waren, wie erwartet, ganz erheblich gestiegen (Abb. 33). Die Kationenbelegung des Austauschers befand sich, nachdem das Sickerwasser die hier betrachtete Schicht von 0–2 cm Tiefe voll erreicht hatte, im Prozess der Umbelegung entsprechend der Ionenaffinität der im Überfluß angebotenen Kationen Natrium, Kalium und Magnesium.

Zu diesem Zeitpunkt begann sich an der Oberfläche der Tonbarriere die Fließgrenze nach einer anfänglichen schwachen Erhöhung bereits wieder zu verringern (Abb. 16). Der Plastizitätsbereich war gegenüber den Normwerten noch kaum eingengt (Abb. 20).

Die REM-Aufnahme nach 11 Monaten zeigte die be-

ginnende, aber noch nicht vollständige Paralleleinregelung der Tonteilchen. Etliche Cluster standen noch senkrecht zueinander und erweckten eher das Bild einer welligen Bänderung als einer exakten Paralleleinregelung.

Nach 17 Monaten war die Salzkonzentration der Überstaulösung bereits sehr weit an die der unbelasteten Porenlösung des Secursol 3310 angeglichen (Abb. 25). Der pH-Wert der Testlösung war weiterhin schwach sauer (Abb. 24). Die Versickerungsfront hatte gerade 30 cm Tiefe erreicht. Die Austauschbelegung an der Tonoberfläche war seit dem 14. Monat im Gleichgewicht (Abb. 29). Die Fließgrenze war noch weiter gefallen, der Plastizitätsbereich nun deutlich enger als beim unbeaufschlagten Secursol 3310 (Abb. 16–22). Unter dem Rasterelektronenmikroskop zeigte sich nun eine nahezu vollständige Paralleleinregelung der Partikel (Abb. 37). Es wurden keine sichtbaren neuen Porenelemente gebildet.

Im Gegensatz zum basischen Testfeld wurde im salinen Testfeld keinerlei Neubildung von Substanzen beobachtet. Dieser Umstand kann auf das saure Milieu zurückgeführt werden, in dem Oxid-, Hydroxid- und andere Ausfällungen nicht stattfinden. Die erhöhte Elektrolytkonzentration bewirkte eine Flokkulation des Tons zu parallel eingeregelt Gefüge mit Kante-Kante- und Fläche-Fläche-Kontakten.

Die parallele Stellung der Tonteilchen zueinander läßt erwarten, daß im Falle der Instabilität beim Abscheren des Tons die Bewegung der Partikel gegeneinander entlang der Bänderung beim Bruch bevorzugt wird, ähnlich der Gleitflächenbildung in rutschfreundigen Substraten mit Parallelgefügen wie Schieferung oder Schichtung. In diesem Sinne ist durch die Ausbildung von Parallelgefügen, insbesondere in den Böschungsbereichen der Deponien, die Rutschgefahr und damit die Gefahr der Rißbildung durch lokale Gleitvorgänge als deutlich erhöht gegenüber der Gleitgefahr im unbelasteten, verdichteten Ton anzusehen.

Die Erhöhung der Durchlässigkeit unter dem Einfluß des salinen Sickerwassers läßt sich erklären durch die Natur des flokkulierten Gefüges mit paralleler Lagerung, d.h. Fläche-Fläche-Kontakten. Die Ladungsverhältnisse am Tonmineral infolge der hohen Elektrolytkonzentration und damit der hohen Dielektrizitätskonstante der Porenlösung bewirkten eine Kontraktion der Aggregate. Der verminderte Platzbedarf infolge der parallelen und engeren Lagerung der Tonplättchen bewirkte die Weitung der Interaggregatporen, deren Wasserwegsamkeit dadurch stieg.

Die Auswirkung von Deponiesickerwässern mit hoher Salzkonzentration auf die Funktion mineralischer Barrieren muß daher als bedenklich beurteilt werden. Sowohl die Standfestigkeit als auch die Durchlässigkeit werden ungünstig beeinflusst.

Unter dem Einfluß des stark salzhaltigen Sickerwassers erfolgte die Flockung des Tons, die eine weitgehende Paralleleinregelung der Tonminerale mit Fläche-Fläche-Kontakten bewirkte. Die Parallelstruktur im Tongefüge läßt insbesondere in Böschungsbereichen die Begünstigung der Entstehung von Gleitflächen erwarten. Die Durchlässigkeit der Barriere wurde erhöht. Die plastischen Eigenschaften veränderten sich in nur geringem Maße zu einer leichten Versprödung. Somit wirkt sich auch der Kontakt mit stark salzhaltigen Sickerwässern negativ auf die Eigenschaften des Secursol 3310 aus. Die maximale Eindringtiefe der Sickerwasserinhalte betrug innerhalb des Versuchszeitraumes 30 cm.

Im sauren Testfeld kann der Effekt der Pufferung der eindringenden Sickerlösung in den Ton in der zeitlichen Abfolge nachvollzogen werden.

Die Reaktionsmechanismen zwischen Überstaulösung und mineralischer Tonbarriere lassen sich besonders gut an der Entwicklung des pH-Wertes verfolgen. Zu Anfang des Versuchszeitraumes stand die saure Testlösung mit pH-Wert 3 über der noch unbelasteten Tonbarriere (Abb. 24). Alle Werte entsprachen noch den Normwerten. Innerhalb kurzer Zeit wurde die Testlösung in den neutralen Bereich gepuffert. Die Auffrischung der Testlösung im fünften Monat hatte den kurzzeitigen Abfall des Testlösungs-pH-Wertes zur Folge. Schon bald pendelte sich der pH-Wert der Überstaulösung wieder in den neutralen Bereich ein. Zeitgleich konnte an den Tonen keine Veränderung des pH-Wertes nachgewiesen werden. Erst nach der dritten Auffrischung des Testsickerwassers, das allerdings gleichfalls sehr schnell wieder gepuffert wurde, fiel der pH-Wert des puffernden Tones deutlich ab.

Zwischen der zweiten und dritten Auffrischung der Testlösung wurde in der Porenlösung in 10 cm Tiefe ein Anstieg der Konzentration von Calcium und Magnesium sowie der Anionen der Säuren Chlorid, Sulfat, Nitrat registriert (Abb. 34 und 35). Die Konzentrationen der Kationen waren in der Porenlösung höher als die in der Testlösung. Somit müssen diese Kationen aus dem Ton ausgewaschen worden sein. Dies ist die Fähigkeit der Tone zur Säureneutralisation. Durch den Eintausch von H^+ -Ionen wurden die Kationen in die Porenlösung freigegeben und blieben aufgrund des niedrigen pH-Wertes in Lösung, anstatt wie im basischen Testfeld, als Niederschläge auszufallen. Die Kationen wurden im Sickerwasserstrom mitgeführt und erschienen ab dem zehnten Monat in der Porenlösung in 10 cm Tiefe. Diese Effekte zeigten den Beginn der Versauerung der Tonbarriere an.

Der Anstieg der Kationenkonzentrationen in der Porenlösung (Abb. 35) ging ab dem zehnten Monat simultan mit dem Abfall der Ton-pH-Werte (Abb. 26) einher. Die Konzentration von Natrium und Kalium am Austauscher fiel, während die Calcium-, Magnesium-, Eisen-

und Mangankonzentrationen anstiegen (Abb. 31). Der plötzliche, steile Abfall des Ton-pH-Wertes nach 11 Monaten kann darauf zurückgeführt werden, daß die Lösung der Salze und der mit bis zu 0,03 % in geringen Mengen vorhandenen Carbonate zur Pufferung der Säure nicht mehr ausreicht. Der pH-Wert sinkt stufenartig aus dem sog. Carbonatpufferbereich (pH-Wert 8,3–6,2) in den Silikatpufferbereich (pH-Wert 6,2–5,0). Im Silikatpufferbereich werden nun Kationen vom Austauscher gelöst, zuerst die einwertigen Kationen Natrium und Kalium. Deren Plätze werden eingenommen von den höherwertigen Kationen Magnesium, Calcium, Eisen, Mangan und Aluminium, die in der Porenlösung durch die Lösung der Carbonate und Salze in erhöhtem Maße vorliegen. Dadurch bleibt die Summe der Kationen am Austauscher noch unverändert. Dieser Zustand liegt in den oberen 10 cm der Tonbarriere vor. Würde der aus der Bodenkunde wohlbekanntere Versauerungsprozess durch die weitere Zufuhr von Säure fortschreiten, so würde das System an Kationen verarmen. Nacheinander werden dann Natrium, Kalium, Magnesium, Calcium, Eisen, Mangan und Aluminium von den Austauscherplätzen gelöst. Die freigewordenen Plätze werden mit H^+ -Ionen besetzt. Die H^+ -Ionen dringen in die Tonminerale ein und lösen durch die Bildung von Silanolgruppen die Bindung zwischen den Elementarschichten. Das Tonmineral zerfällt.

Der Ersatz der Kationen in den Hydrathüllen der Tonminerale war zu diesem Zeitpunkt so weit fortgeschritten, daß sich die Bindungen innerhalb der Tonmineralcluster lösten. Dies zeigt sich auch unter dem REM (Abb. 38), wo deutlich zu erkennen ist, daß im Vergleich zur Aufnahme des unbelasteten Secursol 3310 (Abb. 14) wesentlich kleinere Einzelgruppen vorliegen und wesentlich mehr Kristalle außerhalb der Cluster vorliegen. Dies konnte durch die Korngrößenanalyse belegt werden. Eine leichte Erhöhung der Durchlässigkeit des Tons wurde gemessen. Unter sauren pH-Bedingungen bildete sich eine flokkulierte Textur. Gleichzeitig mit dem Einsetzen der Lösung der Kationen begannen sich auch die Zustandsgrenzen zu verändern. Eine positive Wirkung der Plastizitätserhöhung ist, daß die Tonbarriere Setzungen durch plastische Verformung in verbessertem Maße auszugleichen vermag und damit die Gefahr der Ribbildung verringert wird.

Der Kontakt mit der sauren Testlösung hatte die Erhöhung der Durchlässigkeit zur Folge. Durch Säureneutralisationsreaktionen an den Tonmineralen wurden dem System Kationen entzogen. Dadurch kam es neben der Flockung der Tone zur Lockerung einzelner Tonmineral-kristalle aus dem Tongefüge, die das Anwachsen der Fraktion der Feinkornanteile bewirkte. Das Resultat war die Erhöhung der Plastizität. Die Folge war die gesteigerte Verformbarkeit des Tons, der dadurch in er-

höhtem Maße zum Fließen neigte. Dies wäre besonders im Böschungsbereich unerwünscht, würde sich jedoch beim plastischen Ausgleich von Setzungen im Deponiebereich positiv auswirken. Nach 17 Monaten Versuchszeit betrug die maximal gemessene Eindringtiefe der Sickerwasserinhaltsstoffe 30 cm.

Die innerhalb des Versuchszeitraumes erzielten Veränderungen der Eigenschaften des Secursol 3310 sind relativ gering. Sie sind von meßbarer Größenordnung, verändern jedoch keinen Parameter in dem Maße, daß er den Prüfanforderungen der TA-Abfall nicht mehr genügt. Beim Secursol 3310 handelt es sich jedoch um einen Ton, der aufgrund seiner kaolinitisch-illitischen Zusammensetzung als relativ inert gilt. Die Tatsache, daß es innerhalb eines für die beabsichtigte „Lebensdauer“ einer Deponie sehr kurzen Zeitraumes zu einer meßbaren Veränderung der Materialeigenschaften der mineralischen Barriere kommt, wirft viele Fragen auf, die als Anregung zu weiterführenden Untersuchungen und der Überarbeitung der geltenden Normen dienen sollen:

Schreiten die gemessenen Veränderungen über einen längeren Zeitraum weiter fort?

Verschieben sich die Parameter irgendwann so weit, daß sie den Anforderungen der TA-Abfall nicht mehr genügen?

In welchem Ausmaß verändern sich die Prüfparameter bei anderen Tonen unter Sickerwassereinfluß?

Die derzeitigen Prüfanforderungen der TA-Abfall für mineralische Barrieren sind ungenügend und müssen durch Langzeituntersuchungen erweitert werden.

Die im Rahmen dieser Arbeit beschriebenen Untersuchungsergebnisse des einen speziellen Falles des Secursol 3310 sind vergleichbar mit den Resultaten vieler anderer Wissenschaftler auf nationaler und internationaler Ebene an anderen Tonen. Das Verhalten von Ton wird immer durch sein Gefüge bestimmt. Der Zustand des Gefüges wird gesteuert durch die Ausbildung der Hydrathülle jedes einzelnen Tonminerals, die wiederum abhängig ist von den chemischen Eigenschaften der Porenlösung, die eben diese Hydrathülle bildet.

Ist also ein Eindringen des Sickerwassers in die mineralische Barriere möglich und wird dadurch deren Porenwasserzusammensetzung verändert, so finden die beschriebenen Reaktionen im Ton statt und die Funktion der mineralischen Dichtung wird unter Umständen erheblich gestört.

Die beobachteten Reaktionen beschränkten sich in der vorliegenden Studie nicht nur auf die Oberfläche der mineralischen Barriere, z.B. wurden innerhalb von 17 Monaten anhand der Veränderungen einiger geochemischer und bodenphysikalischer Eigenschaften Eindringtiefen der Sickerwasserinhaltsstoffe von bis zu 30 cm festgestellt. Die Dispersion der Ionen war dabei um rund eine Zehnerpotenz schneller als die Durchströ-

mungsgeschwindigkeit des fluiden Mediums Porenwasser, wie sie aus den Durchströmungsversuchen ermittelt wurde.

Bei Kenntnis der Sickerwasserzusammensetzung kann eine Prognose über tendenzielle Veränderungen des Mikrogefüges und damit für das Verhalten der mineralischen Barriere abgegeben, aber nicht quantifiziert werden. Zum eindeutigen Nachweis, ob die im Rahmen der vorliegenden Arbeit aufgezeigten Veränderungen vollständig abgeschlossen sind, oder ob sie sich über längere Zeiträume weiter verstärken, ist der Versuchszeitraum von knapp eineinhalb Jahren nicht ausreichend. Dazu müßte das Verhalten von Tonbarrieren unter Sickerwasseraufschlag über Zeiträume von zehn und mehr Jahren beobachtet werden. Dies wäre anhand der hier als praktikierbar erwiesenen Meßmethode der Gewinnung von Porenlösung durch Saugsonden möglich, wenn beim Neubau von Deponien bereits die Saugsonden in die Barriere integriert würden.

Es konnte jedoch eindeutig gezeigt werden, daß in einer Tonbarriere unter Sickerwassereinfluß durch Diffusion von Sickerwasserinhaltsstoffen innerhalb meßbarer Zeiträume die geochemische Zusammensetzung und die Textur des Tons derart beeinflusst werden können, daß sich die Materialcharakteristika verändern.

Dank: Diese Arbeit wurde als Dissertation im Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Darmstadt in der Zeit von 1991 bis 1996 unter der Leitung von Prof. Dr. E. Backhaus und Prof. Dr. H. Molek angefertigt.

Die Fa. Schmidt KG förderte und finanzierte die Arbeit auf ihrem Gelände, stellte die Materialien zur Verfügung und finanzierte die Feldarbeiten. Dafür ist Herrn Dr. E. Pauly vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung, der Familie Schmidt in Dornburg-Langendernbach und den Mitarbeitern der Schmidt KG, namentlich Herrn E. Kück und Herrn Dr. W. Fiebiger zu danken. Die Technische Hochschule Darmstadt förderte die Studie im Rahmen eines Graduiertenstipendiums. Ebenfalls ist den Freunden der TH-Darmstadt für die dreimonatige Verlängerung meines Stipendiums zu danken. Die Laborarbeiten wurden im Geologisch-Paläontologischen und im Mineralogischen Institut der TH-Darmstadt durchgeführt.

Anmerkung: Die Fülle der Daten, die zu den vorgestellten Ergebnissen führten, kann hier aus Platz- und Kostengründen nicht abgedruckt werden. Die Datentabellen, sowie genauere Angaben zu Bau und Bemessung der Versuchsanlage können in der Originalfassung der Dissertation der Verfasserin unter der o.a. Adresse eingesehen werden.

5. Schriftenverzeichnis

- Arbeitsgruppe „Mineralische Deponiebasisabdichtungen“ (1991): Mineralische Deponiebasisabdichtungen – Entwurf einer Richtlinie – Landesamt für Abfall und Wasser NRW: 56 S.; Düsseldorf.
- Biedermann, B. (1989): Das Zusammenwirken von mineralischer Basisabdichtung, Schutzvlies und Filterschicht am Beispiel der Kombinationsdichtung für die Reststoffdeponie Hopferstadt. – 5. Fachtagung „Die sichere Deponie“, Süddeutsches Kunststoffzentrum: 4 S.; Stuttgart.
- Böhme, R. & Bohne, K. (1991): Zur Gefahr der Schrumpfrißbildung mineralischer Basisabdichtungen unter Kunststoffdichtungsbahnen. – Wasser und Boden, **4**: 204–206; Rostock.
- Brandl, H. (1989): Der Einfluß von Deponie-Sickerwässern auf bindige Böden bzw. mineralische Dichtschichten. – Geotechnik **12**: 190–201; München.
- Czurda, K. A. (1989). Prozesse und Parameter der Tonquellung. – Oberrhein. Geol. Abh., **35**: 149–155; Stuttgart.
- DGEG: Empfehlungen zur Standorterkundung. – Empfehlungen des Arbeitskreises „Geotechnik der Deponien und Altlasten“, Bautechnik, Jahrgänge 1985 bis 1993; Bochum.
- Dritte Allgemeine Verwaltungsvorschrift zum Abfallgesetz (TA Siedlungsabfall). – Bundesanzeiger Verlagsges.; Köln 1993.
- Düllmann, H. (1987): Schadensanalyse mineralischer Deponiebasisabdichtungen. – Umweltbundesamt, Forschungs- und Entwicklungsvorhaben: 171 S.; Berlin.
- Gesamtfassung der Zweiten allgemeinen Verwaltungsvorschrift zum Abfallgesetz (TA Abfall). – Bundesanzeiger Verlagsges.; Köln 1991.
- Gesetz über die Vermeidung und Entsorgung von Abfällen (Abfallgesetz – AbfG). – Bundesanzeiger Verlagsges.; Köln 1986.
- Hanshaw, B. B. (1972): Natural-Membrane Phenomena and Subsurface Waste emplacement. – Am. Ass. Petrol. Geolog. Mem., **18**: 308–309; Tulsa.
- Hasenpatt, R. (1988): Bodenmechanische Veränderung reiner Tone durch Adsorption chemischer Verbindungen (Batch- und Diffusionsversuche). – Mitt. Inst. für Grundbau und Bodenmechanik, **134**: 146 S.; Zürich.
- Haus, R. (1993): Mikrogefügeänderungen toniger Böden nach Kohlenwasserstoffkontamination und Tenseinsatz.-Schr. Angew. Geol. Karlsruhe **25**: 193 S.; Karlsruhe.
- Hesse, K.-H. & Schumacher H.-D. (1989): Auswirkungen kontaminierter Sickerwässer auf die Durchlässigkeit toniger Gesteine. – Ber. 7. Nat. Tag. Ing.-Geol.: 265–276; Bensheim.
- IFP (Interdisziplinäres Forschungsprojekt 16/02 TU Berlin) (1995): Transportverhalten von anthropogenen Schadstoffen in tonigen Barrieren.– Berliner Geowiss. Abh., **A170**: 149 S., Berlin.
- Horn, A. (1989): Zur „TA Sonderabfall 1989“ – Anmerkung zum Abschnitt „Oberirdische Deponien“. – Abfallwirtschaftsjournal **1**, **12**: 40–43; Berlin.
- Horn, A. (1992): Untergrund, Basis- und Oberflächenabdichtung von Abfalldeponien. Beitrag zur derzeitigen gesetzlichen Regelung und zum Stand der Technik. – Bautechnik **69**, **9**: 462–473; Berlin.
- Hottenrott, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113–168; Wiesbaden.
- Jasmund, K & Lagaly, G. (1993): Tonminerale und Tone: Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt. – 481 S.; Darmstadt.
- Kohler, E. & Morteani, G. (1984): Bewertung des Tonbarrierekonzeptes unter besonderer Berücksichtigung der Permeabilität und den chemischen Reaktionen zwischen Tonmineralen und organischen Lösungen. – Literaturstudie, Umweltbundesamt, Forschungsbericht 102 03 408/01: 85 S.; Berlin.
- Komodromos, A. & Mattiat, B. (1989): Einsatz von licht- und rasterelektronischen Untersuchungsmethoden bei der Eignungsprüfung von mineralischen Deponiebasisabdichtungen. – Müll und Abfall, **5**: 253–263; Bielefeld.
- Lagaly, G. (1988): Grundzüge des rheologischen Verhaltens wässriger Tonmineraldispersionen. – Mitt. Inst. für Grundbau und Bodenmechanik **133**: 7–22; Zürich.
- Ladnorg, U. (1976): Zur Genese einiger Basaltvorkommen des Westerwaldes. – Unveröff. Diss. Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg Universität: 179 S.; Mainz.
- Madsen, F. T. & Mitchell, J. K. (1989): Chemical Effects on Clay Hydraulic Conductivity and their Determination. – Mitt. Inst. Grundbau u. Bodenmechanik der ETH-Zürich, **135**: 66 S.; Zürich.
- Mehlich, A. (1948): Determination of Cation- and Anion Exchange Properties of Soils. – Soil Sci., **66**: 429–425; New York.
- Moore, R. (1992): The Chemical and Mineralogical Controls upon the Residual Strength of Pure and Natural clays. – Géotechnique **41**(1): 141–153; Paris.
- Müller-Vonmoos, M., Bucher, F., Kahr, G. & Lang, H.-J. (1989): Einige grundsätzliche Überlegungen zur Abdichtung von Deponien durch Ton. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **114**: 7 S.; Zürich.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P. (1982): Lehrbuch der Bodenkunde. – 442 S.; Stuttgart.
- Schneider, W. & Göttner, J.-J. (1991): Schadstofftransport in mineralischen Deponiebasisabdichtungen und natürlichen Tonschichten. – Geol. Jb., **C58**: 3–132; Hannover.
- Sloane, R. L. & Kell, T. R. (1966): The Fabric of Mechanically Compacted Clay. – Clays and Clay Minerals, **14**: 289–296; New York.
- Ustrich, E. (1991): Geochemische Untersuchungen zur Bewertung der Dauerbeständigkeit mineralischer Abdichtungen in Altlasten und Deponien. – Geol. Jb., **C57**: 136 S.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 26. 11. 1996, angenommen am 30.7.1997

Gregor Schneider*

Bodenhydrologische Untersuchungen zum Versickerungs- und Abflußverhalten von Pseudogleyen aus quartären Deckschichten im Hangbereich des östlichen Taunuskammes

Kurzfassung

Es wird die Wasserdynamik quartärer Deckschichten und der darin ausgebildeten Pseudogleye in einem bewaldeten Kleinzugsgebiet im Hohen Taunus vorgestellt.

Erfaßt werden konnte ein langsamer bzw. verzögerter Interflow, der aus der hangparallelen oberflächennahen Wasserbewegung bei vollständig wassergesättigten Böden resultierte und vorwiegend dem Basis-

abfluß zugeordnet werden kann. Sein räumliches Auftreten wurde fast ausschließlich im Stauhorizont der Pseudogleye festgestellt. Die Existenz eines schnellen Interflow ließ sich aus Infiltrationsmessungen und der Analyse einzelner Abflußereignisse ableiten. Der schnelle Interflow, der überwiegend dem Wasserfluß in den Makroporen entspricht, trägt entscheidend zur Erhöhung

des Direktabflusses und damit zur Bildung der Abflußspitzen bei. Aufgrund des relativ geringen Retentionsvermögens der Böden bei weitgehender Sättigung, ist mit einer erhöhten Häufigkeit der Interflowentstehung und einem größeren Ausmaß der Interflowspenden besonders in der vegetationsfreien Periode zu rechnen.

Abstract

The waterdynamic in Quaternary slope sediments and the thereby developed pseudogleyes in a small wooded catchment area in the Taunus mountains is presented.

A delayed interflow, which results from the subsurface water movement in totally saturated soils and which can be mostly classed to the baseflow, could be registered. Its

spatial appearance could only be noticed in the packed horizon of the pseudogleys. The existence of a prompt interflow could be derived from measuring the infiltration capacity and the analysis of single discharge events. The prompt interflow, corresponding predominantly to the waterflow in the macropores, influences decisively the rise of the

direct runoff and is thus responsible for the development of flood waves. Because of the relative small ability to hold back the precipitation during the extensive saturation of the soils, a rising frequency of the interflow development and a bigger dimension of the interflow appearances, especially during periods out of vegetation, could be expected.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Problemstellung	96
2. Untersuchungsgebiet	96
2.1 Lage und geologischer Untergrund	96
2.2 Böden und periglaziäre Deckschichten	97
3. Arbeitsmethodik und Meßprogramm	99
4. Untersuchungsergebnisse	101
4.1 Verlauf der Saugspannungen und Bodenwassergehalte	102
4.2 Infiltrationsverhalten und Oberflächenabfluß	103
4.3 Abflußverhalten	104
5. Schlußbetrachtung	106
6. Schriftenverzeichnis	107

* Dipl.-Geograph G. Schneider, Wiesenstr. 12, 65527 Niedernhausen

1. Einleitung und Problemstellung

In den deutschen Mittelgebirgen bauen weitgehend quartäre, insbesondere pleistozäne Deckschichten den oberflächennahen Untergund auf und bestimmen somit maßgeblich die Verbreitung und Eigenschaften der Böden (Sommel 1968, 1994, Plass 1981, Fetzer et al. 1995, Völkel 1995). Nach den Literaturstudien von Sommel & Schramm (1987) und eigenen jüngeren Recherchen besteht jedoch ein Defizit über Untersuchungen zur hydrologischen Bedeutung der Lagen. In der hydrologischen bzw. hydrogeologischen Literatur werden diese häufig als eine einzige nicht weiter untergliederte Schicht betrachtet, obwohl Änderungen in der Wasserbewegung im oberflächennahen Untergrund gerade auf deren

Schichtigkeit zurückgeführt werden können.

Der vorliegende Beitrag beschäftigt sich am Beispiel eines bewaldeten Kleineinzugsgebietes im Hohen Taunus insbesondere mit der Wasserdynamik, der in den dort vorkommenden Deckschichten ausgebildeten Böden. Die Untersuchungen schlossen sich, wie auch die Arbeiten von Mikuszies (1994) und Antoni (1995), an die Dissertationen von Moldenhauer (1993) und Bauer (1993) an, die im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Fluviale Morphodynamik im jüngeren Quartär“ unter der Leitung von Prof. Dr. G. Nagel und Prof. Dr. Dr. h. c. A. Sommel am Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt durchgeführt wurden.

2. Untersuchungsgebiet

2.1 Lage und geologischer Untergrund

Das Untersuchungsgebiet liegt ca. 5 km westlich der Stadt Königstein i. Ts., unmittelbar nördlich des Taunushauptkammes zwischen den Ortschaften Ruppertshain und Schloßborn. Gemäß der Unterteilung von Klausing (1988) kann es naturräumlich dem Hohen Taunus zugeordnet werden. Es gehört zum Quellgebiet eines linken Zuflusses des Silberbaches (Abb. 1), welches von Moldenhauer (1993) in mehrere Teileinzugsgebiete untergliedert wurde. Das dem Teileinzugsgebiet „A“ entsprechende 8,88 ha große bewaldete Untersuchungsgebiet verfügt über einen perennierenden Abfluß und umfaßt einen Ausschnitt eines Runsensystems, das sich in eine mit ca. 8° nach NW abdachende Hangfläche eingeschnitten hat. Im unteren Drittel des Einzugsgebietes ist das Gerinne infolge der Tiefenerosion über 5 m gegenüber der Hangfläche eingetieft. Im Querprofil weisen dort die Hänge der Runsen eine Neigung von bis zu 30° auf. Abgegrenzt wird das oberirdische Einzugsgebiet im Süden durch den bis auf 430 m ü. NN reichenden Sattel des Taunushauptkammes und den Verlauf der schmalen von SE nach NW verlaufenden Rücken, die im untersten Bereich durch die Hauptarme der Runsen deutlich voneinander getrennt werden. Der tiefste Punkt wird im Norden bei 340 m ü. NN an der Abflußmeßstelle erreicht (R 345672, H 556090, TK 25 Bl. 5816 Königstein i. Ts.). Die Lauflänge des Gerinnes von der Quelle bis zur Meßstelle beträgt bei einem Gefälle von 11–12,5 % insgesamt 260 m. Für die bodenhydrologischen Detailstudien wurde im unteren Runsenabschnitt ein Meßfeld instrumentiert (vgl. Kap. 3).

Im Bereich des Arbeitsgebietes bilden Gesteine des Unterdevons den tieferen geologischen Untergrund. Am

Taunuskamm kommen gelbliche und rötliche Glimmersandsteine der Hermeskeil-Schichten vor, die der Sie-

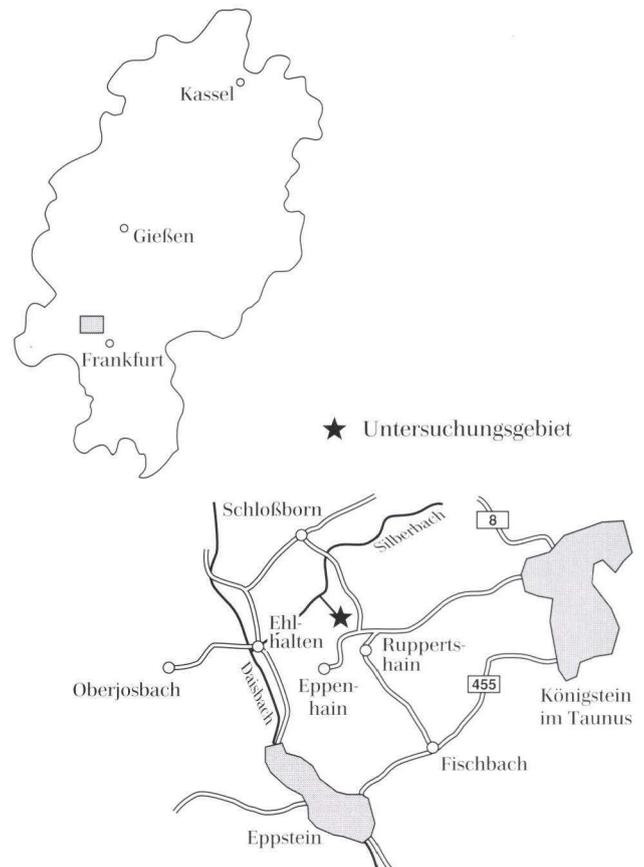


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

gen-Stufe zugeordnet werden. Nördlich und südlich daran anschließend, folgen die Bunten Schiefer der Gedinne-Stufe, die auch das Liegende der Hermeskeil-Schichten bilden. Es sind dies vorwiegend grüngraue und rotviolette Tonschiefer, in denen vereinzelt Lagen von Sandsteinen und grünen Quarziten eingeschaltet sind. Sie können auch Quarzlagen enthalten und in sandige Schiefer übergehen. Quarzite der Bunten Schiefer bauen den Ruppertshainer Sattel auf. An den ebenen Randbereichen kommen Relikte tertiärer Verwitterungsbildungen vor. Der Großteil der älteren Gesteine wird von periglaziären Lagen bzw. Schuttdecken überlagert. Bei den Runsen handelt es sich um jungholozäne Formen. Ihre Entstehung wird auf die Nutzung und damit verbundene Waldrodung in historischer Zeit zurückgeführt. Dabei werden pleistozäne Vorformen nicht ausgeschlossen (Bauer 1993, Moldenhauer 1993).

Die tektonischen Störungen und die schlechtere Wasserleitfähigkeit der Bunten Schiefer gegenüber den Sandsteinen der Hermeskeil-Schichten führen im Arbeitsgebiet und in der näheren Umgebung zu regelmäßigen Quellaustritten in 370–400 m ü. NN. Diese werden wahrscheinlich durch die periglaziären Lagen hangabwärts verschleppt. Das Austreten der Quellen ist meistens an Lagen aus wasserstauendem, umgelagerten Tonschiefer-Zersatz gebunden (Bauer 1993: 116 f.). Der Vorfluter im Arbeitsgebiet wird von einer ganzjährig schüttenden Quelle gespeist, die fast konstant in ca. 373 m ü. NN liegt. Nach einem Vergleich von Wasseranalysen kommt Moldenhauer (1993: 48 f.) zu der Feststellung, daß die perennierenden Quellen ihren Zufluß aus dem oberhalb der Tonschiefer befindlichen Gesteinspeicher erhalten.

2.2 Böden und periglaziäre Deck-schichten

Die Schuttdecken können im Untersuchungsgebiet stellenweise Mächtigkeiten von über 5 m erreichen. Unter der weitverbreiteten lößlehmhaltigen 30–50 cm mächtigen Hauptlage (Deckschutt) ist im engeren Runsenbereich in der Regel eine Wechselfolge von mehreren Mittellagen (Mittelschutt) unterschiedlicher Zusammensetzung und Schichtung ausgeprägt. Sie sind gegenüber der Hauptlage in der Regel deutlich dichter gelagert. Der relativ hohe Stein- und Grusanteil wird vorwiegend von Quarziten, Quarzen und verwitterten Sandsteinen gebildet. Zusätzlich kommen mit verschiedenen Häufigkeiten kleinere Bruchstücke von Tonschiefern vor. Diese sind eingelagert in eine Bodenmatrix, die sich aus stark wechselnden Anteilen von Lößlehm und tertiärem Verwitterungsmaterial zusammensetzt, das tonigen bis sandigen Charakter aufweisen kann. Stellen-

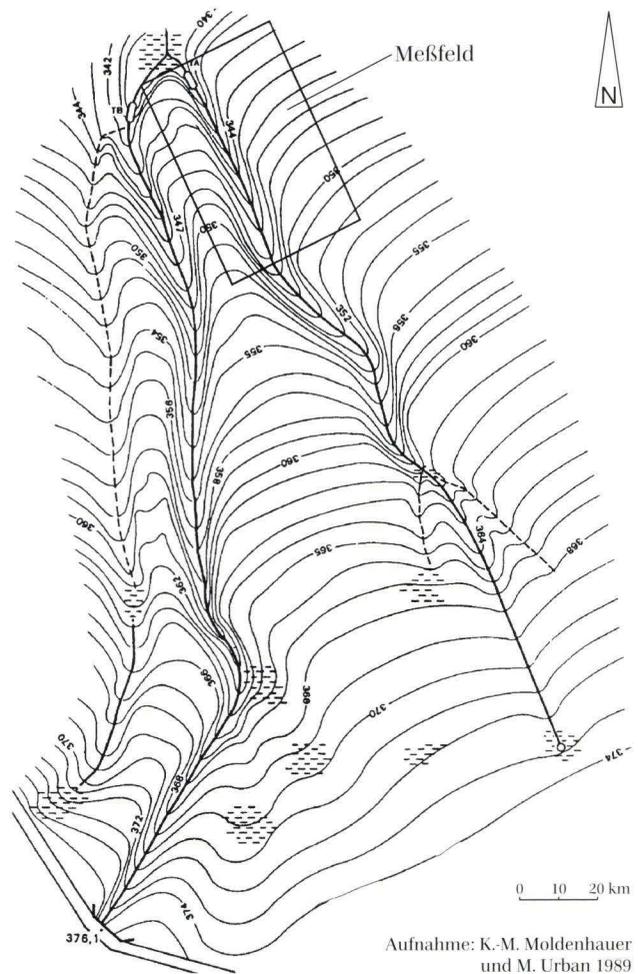


Abb. 2. Gerinneverlauf von der Quelle bis zum Meißwehr (aus Moldenhauer 1993, verändert).

weise tritt auch eine deutlich hohe Lößkomponente innerhalb der Mittellagen auf. Eine Basislage ist aufgrund fehlender Aufschlußverhältnisse im engeren Runsenbereich nicht eindeutig nachzuweisen. Die Basis der periglaziären Lagen wird stellenweise an der Sohle des Gerinnes erreicht, wo vereinzelt bereits die anstehenden Tonschiefer freigelegt wurden. Entlang der Runsenflanken dominieren holozäne Hangsedimente. Im Bereich der Quellaustritte und ganzjährig vernästen Standorte treten kleinflächig Niedermoorbildungen auf. Detaillierte bodenkundliche Angaben und Beschreibungen zum weiteren Arbeitsgebiet sind bei Bauer (1993: 110 f.) zu finden. Während oberhalb der Quelle weiträumig zweischichtige Braunerden dominieren, kommen entlang des Gerinnes überwiegend mehrschichtige Pseudogleye vor. Die Horizontierung wird von der jeweiligen Schichtung bestimmt. Im unteren Runsenbereich, in dem zum Zwecke der eigenen Untersuchungen ein bodenhydrologisches Meißfeld eingerichtet wurde

(Abb. 2), konnte ein typisches Bodenprofil freigelegt und beprobt werden. Ausgebildet ist dort ein Parabraunerde-Hangpseudogley aus Hauptlage über einer dichtgelagerten Mittellagenfolge mit stark wechselnden Anteilen an Lößlehm, Quarzit-, Quarz-, Sandstein- und Schieferbeimengungen, in der schwache Tonanreicherungen in Form von Tontapeten auf den Steinen vorhanden sind. Als Humusform liegt ein mullartiger Moder vor.

Profilbeschreibung:

L	+ 6,5 cm	
Of	+ 1,5 cm	
Oh	+ 0,5 cm	
Ah	0-5 cm	dunkelbraun, mittel humos, sandig lehmiger Schluff (Uls), mittel steinig-grusig, stark durchwurzelt, geringe Lagerungsdichte, unscharfer welliger teilweise zungenförmiger Übergang
Al-sS(w)	- 40 cm	fahlbraun, sehr geringer bis geringer Anteil an Flecken und Konkretionen, schluffiger Lehm (Lu), mittel steinig-grusig, stark durchwurzelt, mittlere Lagerungsdichte, deutliche Grenze
II Bt-sSd	-130 cm	+ rötlichbraun, marmoriert, grau-, braunschwarz- bzw. rostfleckig, sehr hoher bis äußerst hoher Anteil an Fe-, Mn-Konkretionen und Flecken, schluffiger bis schwach sandiger Lehm (Ls2-Lu), mittel steinig-grusig, sehr schwach durchwurzelt, hohe Lagerungsdichte, Ton-, Schluffbeläge auf Steinen.

Bodenphysikalische Kennwerte:

Die Korngrößenverteilung des Feinbodens wurde nach DIN 19683 ermittelt (Naßsiebung und Pipettmethode). Für die Bestimmung der Lagerungsdichte wurde

eine Kombination aus Stechzylinderproben und der ausgesiebten Grobbodenanteile angewandt. Der Einsatz von Stechzylindern diente primär zur Bestimmung der Lagerungsdichte des Feinbodens (Masse des Feinbodens/ Gesamtvolumen - Volumen der Festsubstanz des Grobbodens). Die zusätzlich für die Hauptlage angewandte Sandersatzmethode (Hartge & Horn 1989: 50 f.) ergab ein nahezu identisches Ergebnis. Zu beachten ist, daß bodenphysikalische Kennwerte von solchen inhomogen zusammengesetzten Böden nur eingeschränkte Gültigkeit besitzen können und sich bei der Ermittlung repräsentativer Angaben, z. B. zur Lagerungsdichte, hydraulischen Leitfähigkeit und Wasserspannungscharakteristik, nicht zu unterschätzende methodische Schwierigkeiten ergeben (Benecke et al. 1976, Buchter 1986, Deutschmann et al. 1994).

Da besonders innerhalb der Mittellage die Bodenarten bereichsweise deutlichen Schwankungen unterliegen sind, muß bei den Angaben zum II Bt-sSd-Horizont berücksichtigt werden, daß sowohl die Sandkomponente als auch der Tonanteil gegenüber den in Tab. 1 angegebenen Verteilungen örtlich variieren können. Als Indiz für eine lößbürtige Komponente können die hohen Anteile im Grobschluffbereich angesehen werden (Fetzer et al. 1995: 251). Die Bodenart des M-Horizontes der an den Runsenhängen ausgebildeten Kolluvisole aus umgelagerten holozänen Hangsedimenten entspricht derjenigen des Al-sS(w)-Horizontes. Auch wenn sich die Mittellage gegenüber der Hauptlage durch einen geringfügig höheren Skelettanteil abgrenzt, bestehen die deutlichsten Unterschiede in der Lagerungsdichte des Feinbodens. Durch die damit einhergehende vertikale Abnahme des Porenanteils ist davon auszugehen, daß die Wasserdurchlässigkeit bei vergleichbarer Korngrößenverteilung mit der Tiefe hin abnimmt. Bei entsprechendem Gefälle und der Erfüllung bestimmter Randbedingungen scheint daher die Entstehung einer lateralen Wasserbewegung durch die bodenphysikalischen Unterschiede begünstigt zu werden.

Tab. 1. Bodenphysikalische Kenndaten des Parabraunerde-Hangpseudogleys aus Hauptlage über Mittellage im Hohen Taunus nördlich von Ruppertshain (Korngrößenverteilung im Feinboden, Skelettanteil von Haupt- u. Mittellage, Rohdichte des Feinbodens (ρ_t) und Rohdichte ρ des Gesamtbodens)

	Korngrößenverteilung im Feinboden [Gew.-%]							Skelettanteil		ρ_t [g/cm ³]	ρ [g/cm ³]
	T	fU	mU	gU	mS	fS	gS	[Gew.-%]	[Vol.-%]		
Ah	16,5	9,6	20,6	20,7	10,1	10,0	12,5			1,02	1,35
Al-sS(w)	19,0	10,8	22,0	23,0	9,4	8,7	7,1	36,4	20,4	1,18	1,48
II Bt-sSd	24,3	10,2	21,7	27,2	6,0	6,0	4,6	39,5	27,0	1,51	1,82

3. Arbeitsmethodik und Meßprogramm

Im Untersuchungsgebiet wurden für die Zeit vom 1.7.1994 bis 31.10.1995 die Input-/ Outputgrößen Niederschlag und Abfluß bestimmt. Die unterschiedlichen systeminternen Zustandsgrößen, die Aussagen über die Bodenwasserdynamik ermöglichten, wurden für das gesamte Hydrologische Jahr 1994/95 registriert. Das dafür konzipierte bodenhydrologische Meßfeld wurde aufgrund der pedologischen Ausgangssituation und der unterschiedlichen Reliefpositionen sowie der räumlichen Nähe zu den vorhandenen Meßvorrichtungen im unteren Runsenabschnitt eingerichtet. Es wurde mit Meßinstrumenten zur Erfassung des Matrixpotentials bzw. der Saugspannung im Boden, der lateralen Wasserbewegung, sowie des Oberflächenabflusses ausgestattet. Im Winterhalbjahr wurden die Feldmessungen mehrmals in der Woche und im Sommerhalbjahr im Abstand von maximal zwei Wochen durchgeführt. Im vierwöchigen Turnus wurden Bodenproben und Laubstreumaterial zur Wassergehaltsbestimmung entnommen. Darüber hinaus wurden innerhalb des Meßzeitraumes mehrere Infiltrationsmessungen durchgeführt.

Meßeinrichtungen und Meßinstrumente:

Niederschlags-/Abflußmessung

Für die Quantifizierung des Niederschlages und Abflusses dienen die bereits von Moldenhauer (1993) im Untersuchungsgebiet installierten Meßeinrichtungen. Der Abfluß in dem perennierenden Gerinne wurde über einen Abflußmeßkanal (Thompson-Wehr) mit Pegelschreiber kontinuierlich festgehalten. Der Kronendurchlaß wurde mit Hilfe einer ca. 12 m langen Sammelrinne aufgefangen, die ebenfalls an einem Pegelschreiber angeschlossen war. Zur Ergänzung wurden in der zweiten Hälfte der Meßperiode zusätzlich noch zwei Regensammler eingesetzt. Der Freilandniederschlag mußte den monatlichen Witterungsberichten des DWD für die Niederschlagsstation „Eppstein“ entnommen werden. Aufzeichnungen mit einem eigenen Niederschlagschreiber auf einer nahegelegenen Wiese konnten wegen zeitweiligen Betriebsstörungen nur teilweise verwendet werden. Innerhalb der Schneeperioden wurde die Schneedeckenhöhe ausgemessen und die Schneedichte sowie das Wasseräquivalent über ausgestochene Schneekerne für das Freiland und den Wald bestimmt.

Gravimetrische Wassergehaltsbestimmung

Im Bereich des Meßfeldes wurden an dem westlichen Rücken und der ostexponierten Runsenflanke in vier Tiefenstufen an 13 Terminen mit dem Pürckhauer-Bohrstock Bodenproben entnommen, so daß mit jeweils drei Parallelproben insgesamt 156 Werte für jeden Standort vorlagen um den Verlauf der Bodenwasserge-

halte über gravimetrische Wassergehaltsbestimmungen verfolgen zu können. Die Entnahmetiefe wurde durch die erhöhten Eindringwiderstände begrenzt. Außer Bodenproben wurden an den gleichen Terminen auch Laubstreuproben zur gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung entnommen. Das Raumgewicht der Laubstreu wurde anhand von fünf Wiederholungen über einen Stechrahmen mit einer Grundfläche von 500 cm² erfaßt. Das Trockengewicht der durchschnittlich 3–4 cm mächtigen Laubstreu beträgt demnach ca. 1,34 kg/m².

Bestimmung der Saugspannung mit Tensiometer

Um über die Saugspannung indirekt den Verlauf der Bodenfeuchte verfolgen zu können und gegenüber den gravimetrischen Wassergehaltsbestimmungen eine höhere zeitliche Auflösung zu erreichen wurden innerhalb des Meßfeldes an den beiden Rücken und an den Runsenflanken östlich bzw. westlich des Vorfluters Meßparzellen mit insgesamt 51 Tensiometer-Rohren bestückt. Über ein tragbares Einstich-Tensiometer mit einem eingebauten Druckaufnehmer konnte somit jederzeit die im Boden vorherrschende Wasserbindungsintensität ermittelt werden. Auf den Rücken wurden die Tiefenstufen zur Erfassung der Saugspannungen so gewählt, daß sich deren Verlauf für die Hauptlage, die Mittellage und den Grenzbereich zwischen beiden verfolgen ließ. Bei dem ostexponierten Runsenhang wurde in den ersten drei und bei dem westexponierten Hang in den ersten zwei Tiefen gemessen. Dabei dienten mindestens

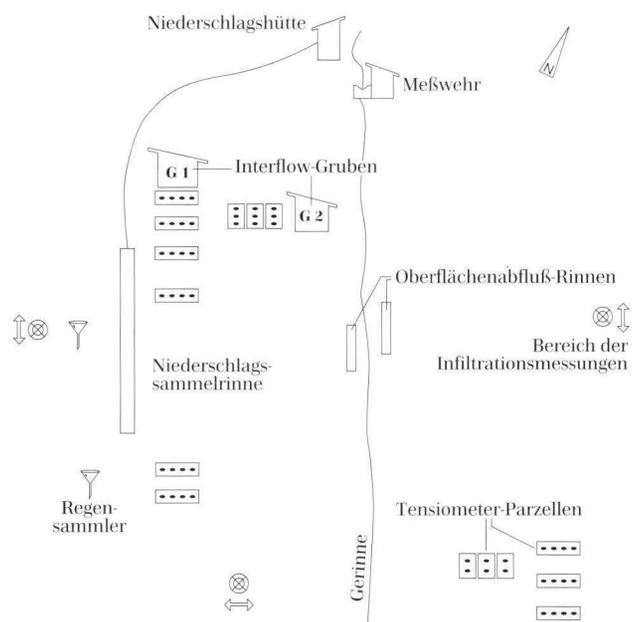


Abb. 3. Schematische Ansicht der Instrumentierung des Meßfeldes.

drei Parallelproben der Gewinnung eines Mittelwertes. Für den westlichen Rücken konnten insgesamt sechs Parallelen pro Meßtiefe herangezogen werden (Abb. 3).

Der Einbau der Tensiometerrohre wurde durch die Verwendung einer scharfkantigen Bohrnadel und einem entsprechenden Stößel des HLB erleichtert (für die Unterstützung und die zur Verfügung gestellten Geräte gilt mein Dank Herrn Dr. K.-H. Emmerich). Um einen besseren Kontakt zur Bodenmatrix herzustellen wurden die Kerzen (P 80), ähnlich den Vorschlägen von Benecke et al. (1976) und Gerold et al. (1994) mit Löß eingeschlämmt. Die Hohlräume zwischen Rohr- und Bohrlochwand wurden mit Bodenmaterial wieder sorgfältig verfüllt. Im obersten Bereich wurde es stärker verdichtet. Eine Gummimanschette, die um das Rohr gelegt wurde schützte gegen eindringendes Niederschlagswasser. Damit die Messungen auch während der Frostperioden gewährleistet werden konnten, ist dem Wasser in den Rohren vergällter Bio-Alkohol als Frostschutzmittel zugesetzt worden. Gerold et al. (1994: 61) haben trotz der Dichteunterschiede bei Laborversuchen eine gute Übereinstimmung der Meßwerte zwischen Glykol und Wasser festgestellt. Als zusätzlichen Schutz bekamen die Tensiometerrohre einen Mantel aus handelsüblichem Isolationsmaterial übergestülpt. Durch zu starke Austrocknung im Sommer konnte zeitweise Luft in vereinzelte Tensiometerrohre eintreten und ein „Leerlaufen“ verursachen, wodurch der Einsatzbereich der Tensiometer auf eine Saugspannung unter ca. 800 hPa (pF 2,9) begrenzt blieb.

Infiltrationsmessung

Zur Ergänzung der bereits beschriebenen bodenhydrologischen Untersuchungen und zur besseren Interpretation der Bodenwasserbewegung und der Abflußprozesse sind an 13 verschiedenen Standorten Messungen zur Bestimmung der minimalen Infiltrationsrate durchgeführt worden. Im Vergleich zu den auftretenden Niederschlägen kann aus ihr die mögliche Entstehung von Oberflächenabfluß abgeleitet werden. Darüber hinaus können über die Infiltrationsraten die Böden nach ihrer relativen Durchlässigkeit miteinander verglichen werden (Schwarz 1974).

Für die Versuche wurde das von Wohlrab et al. (1992) beschriebene Doppelring-Infiltrometer „Wildflecken“ (nach Brechtel) eingesetzt. Die Infiltrationsmessungen im Untersuchungsgebiet erfolgten bei Feldkapazität und fanden exemplarisch an dem schon beschriebenen Bodentyp statt.

Messung des Oberflächenabflusses

Der Begriff Oberflächenabfluß fand hier synonym für den Überlandabfluß oder auch Landoberflächenabfluß Anwendung. Im Untersuchungsgebiet wurde er innerhalb von zwei ca. 17 m² großen Meßparzellen an den Runsenflanken erfaßt. Als Auffangvorrichtung diente jeweils eine 3 m lange kastenartige Auffangrinne aus Stahlblech, die mit leichtem Gefälle hangparallel eingebaut wurden. Das aufgefangene Wasser wurde über eine Öffnung in einen ca. 6 l fassenden Sammelbehälter weitergeleitet. Zusätzlich wurde auch an der 8° geneig-



Abb. 4. Tensiometermessung im Gelände.

ten Riedelfläche eine Auffangvorrichtung für den Oberflächenabfluß installiert. Diese wurde in der Interflowgrube integriert, die vorrangig der Erfassung der lateralen Wasserflüsse diente.

Messung des lateralen oberflächennahen Abflusses (Interflow)

Daß von einer vertikalen Änderung der Porenstruktur und einer damit verbundenen Verringerung der Wasserdurchlässigkeit ab der Grenze Hauptlage zu Mittellage ausgegangen werden konnte, bezugeten, außer der höheren Lagerungsdichte, die hohen Anteile an hydromorphen Merkmalen (Fe-, Mn-Konkretionen und Flecken) innerhalb der Mittellage. Da angeblich die Entstehung des Interflow häufig an das Vorhandensein einer durchlässigeren Schicht über einer dichteren Schicht in Hanglage gebunden ist (Flügel 1993: 71), stützten sich die Vorüberlegungen zur Einrichtung und Instrumentierung der Interflowgruben auf die Annahme, daß sich der Interflow im Untersuchungsgebiet in der makroporenen, locker gelagerten Hauptlage vollzieht und unter bestimmten Randbedingungen den Abflußprozeß im Gerinne beeinflusst.

Zur direkten Identifizierung des Interflow wurden zwei Gruben im Meßfeld ausgehoben und mit Auffangvorrichtungen versehen. Beide sind am westlichen Riedel unterhalb der Tensiometer-Parzellen angelegt worden. Eine befand sich auf dem schwach geneigten Rücken (G1) und die andere (G2) am Oberhang der Runsenflanke (vgl. Abb. 3).

Um das Wasser abzuleiten, das bei Interflowereignissen aus der Profilwand austritt, dienten 100 cm lange (bzw. 70 cm lange an der Runsenflanke) und 25 cm breite verzinkte Stahlbleche. Das erste wurde an der Grenze Hauptlage zur Mittellage und das andere innerhalb der Mittellage eingebaut. Ein weiteres Blech unterhalb der Laubstreu diente zum Auffangen des Oberflächenabflusses und schützte gleichzeitig vor dessen Eindringen in die Grube. Am anderen Ende der Stahlbleche befanden sich leicht geneigte, zu Interflowwannen umfunktionierte Regenrinnen, die an einer Holzkonstruktion befestigt waren. Von dort wurde über einen Auslauf das

Wasser jeweils in Auffangbehälter weitergeleitet. Die Gruben wurden von einem Dach vor Niederschlägen abgeschirmt.

Die Messungen ermöglichten neben der zeitlichen Einordnung auch eine Zuordnung zu den übrigen Untersuchungsparametern und einen relativen Vergleich zwischen den lateral abgeflossenen Wassermengen im Bereich der Hauptlage und der Mittellage. Auch die Gefällsunterschiede und deren Einfluß auf den Interflow konnten miteinander verglichen werden. Bei der Errichtung solcher Gruben muß beachtet werden, daß der künstliche Einschnitt in den Hang eine Veränderung der natürlichen hydraulischen Verhältnisse erzeugt (Atkinson 1979, Erpenbeck & Mollenhauer 1986).

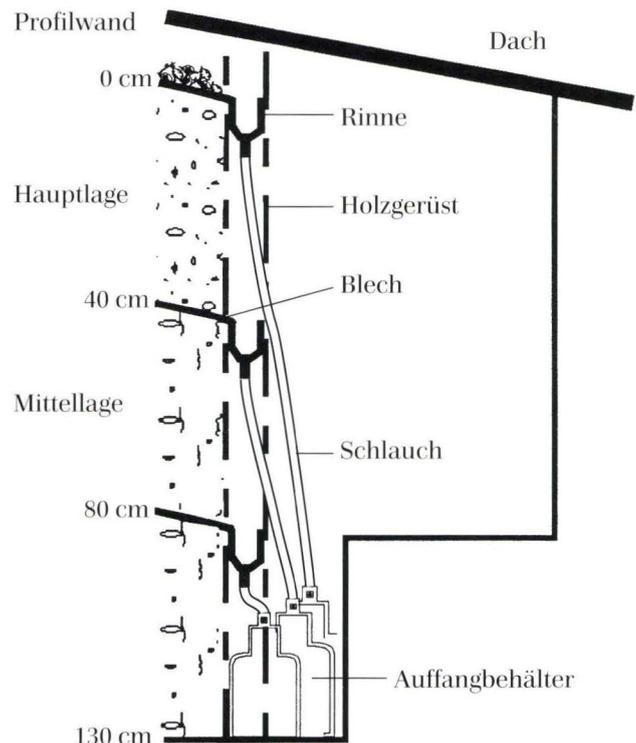


Abb. 5. Schematische Seitenansicht einer Interflowgrube (G1).

4. Untersuchungsergebnisse

Der Freilandniederschlag an der Station Eppstein betrug während des hydrologischen Jahres 1994/95 insgesamt 876 mm. Nach den Vergleichsberechnungen von Antoni (1995) fallen die Niederschläge dort expositionsbedingt ca. 10 % niedriger aus als an der nahe des Meß-

feldes gelegenen Freilandstation. Der Kronendurchlaß machte 677 mm aus. Bei einem angenommenen Stammabfluß von 11 % vom Freilandniederschlag (Mollenhauer 1993: 110) ergibt sich somit ein Interzeptionsverlust von ca. 19 %.

4.1 Verlauf der Saugspannungen und Bodenwassergehalte

Die räumliche Variabilität der Saugspannungswerte im Boden ist außer auf Schwankungen des Bestandsniederschlags, auf die wechselnden bodenphysikalischen Eigenschaften und die unterschiedliche Ausprägung des Wurzelsystems zurückzuführen (Benecke 1984). Ihre Spannweite wird erst mit mehreren Parallelproben erfassbar. Da in den Sommermonaten einige der Tensiometer den Meßbereich überschritten haben, diente anstatt des arithmetischen Mittelwertes der Medianwert zur Darstellung der mittleren Saugspannungen im Boden.

Bei der Betrachtung der Ganglinien in Abb. 6 läßt sich ein annähernd paralleler Saugspannungsverlauf für die vier verschiedenen Meßtiefen beobachten. Zunehmen-

de Saugspannungswerte entsprechen einer Verringerung des Matrixpotentials und deuten auf Wasserentzug hin. Die Abnahme der Saugspannungen zeigt eine Erhöhung der Bodenwassergehalte an.

Für die Tensiometerstandorte kann festgestellt werden, daß ergiebige Niederschläge Ende Oktober nach einer längeren Trockenperiode zu einer raschen Abnahme der Saugspannung in allen Tiefenbereichen führten. Ab Anfang bis Mitte November haben die Böden den Bereich der Feldkapazität überschritten. Während in der Mittellage besonders zwischen 70 und 100 cm unter GOF langanhaltende Sättigung vorherrschte, wurde diese in der Hauptlage nur kurzzeitig nach ergiebigeren Niederschlägen und während der Wassernachlieferung durch die Schneeschmelze im Januar und April erreicht. Die Naßphase der Pseudogleye (Kneidl & Benecke 1990)

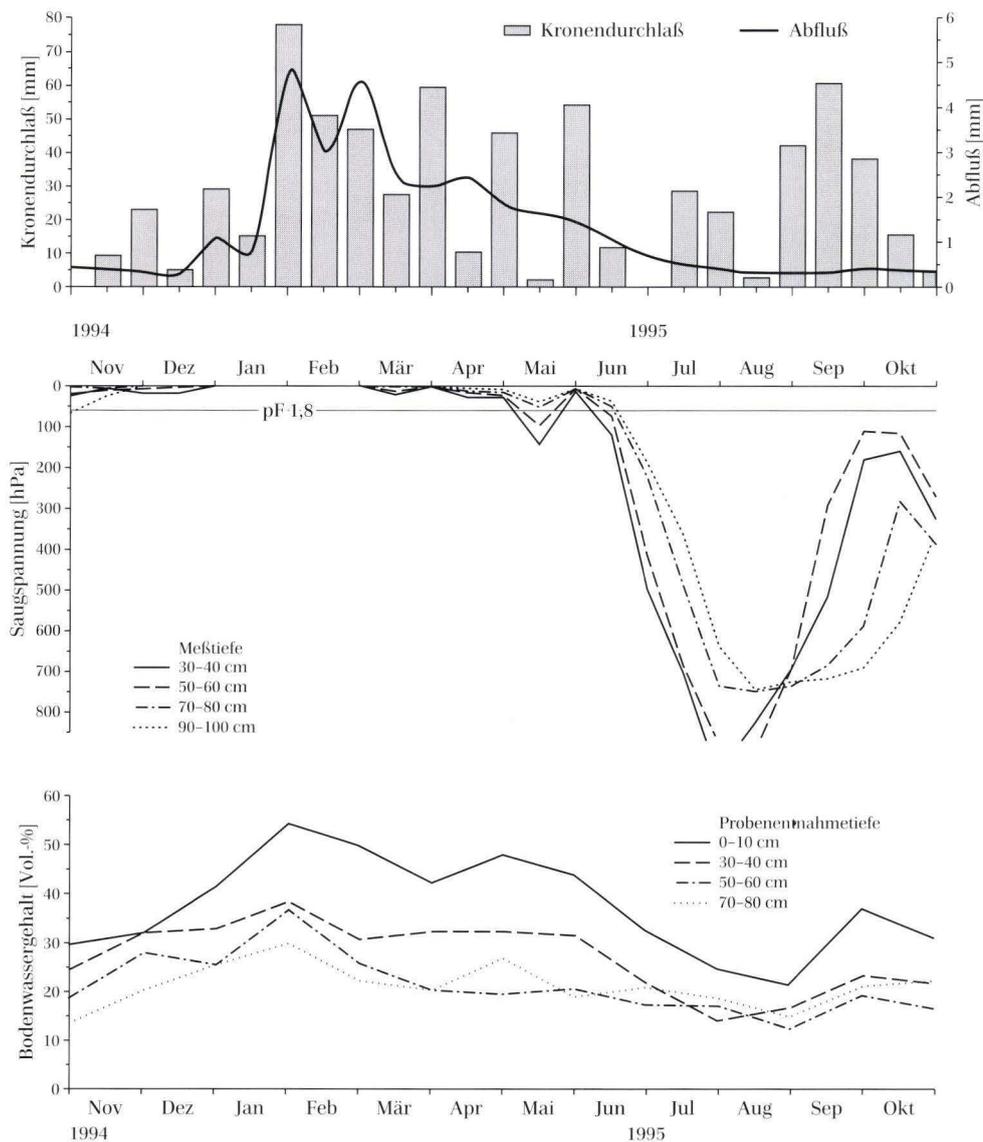


Abb. 6. Jahresgang der Saugspannung und Bodenwassergehalte im Parabraunerde-Hangpseudogleye aus Hauptlage über Mittellage im Vergleich zum Kronendurchlaß unter Laubwald und dem Abfluß innerhalb des benachbarten Quellgerinnes (Hoher Taunus).

dauerte demzufolge von November bis Ende April an und erstreckte sich damit über einen Zeitraum von beinahe sechs Monaten. Der Beginn der Vegetationsperiode machte sich in einem zügigen Anstieg der Saugspannungswerte ab Anfang Mai bemerkbar. Der erhöhte Wasserentzug durch die Transpiration der Pflanzen leitete verstärkt die Entwässerungsphase der Böden ein, die bis August angehalten hat. Einzelne Starkniederschlagsereignisse in der Vegetationsperiode sorgten jedoch auch in dieser Zeit für eine kurzfristige Aufsättigung der Böden. Zunehmende Niederschläge im Herbst führten zu einem Saugspannungsabfall, der sich besonders deutlich im Oberboden äußerte und mit zunehmender Tiefe hin abgedämpft wurde.

Bei eindimensionaler Betrachtung der hydraulischen Gradienten ($\text{grad } \psi_H$), ist bis zum Beginn der Vegetationsperiode von einer abwärtsgerichteten Bodenwasserbewegung auszugehen. Ab Mai verlagerte sich die horizontale Wasserscheide vom Oberboden in den Unterboden. Ende Juni bis August kam es auch bis in 100 cm Tiefe zu einer Aufwärtsbewegung des kapillar gebundenen Wassers, so daß in dieser Zeit die oberhalb davon gelegenen Bereiche nicht zur Wassernachlieferung in den tieferen Untergrund beitragen konnten.

Wie auch bei den Saugspannungen können die Einzelwerte der Bodenwassergehalte stark variieren. In der Mittellage haben die starken Inhomogenitäten zu größeren Unterschieden als in der Hauptlage geführt. Entsprechend dem mit der Tiefe hin abnehmenden Porenvolumen haben auch die absolut höchsten Wassergehalte nach unten hin abgenommen. Während die Schwankungen im Oberboden mit einem Minimalwert von 21 Vol.-% und einem Maximum von 55 Vol.-% am höchsten waren, konnte für den tiefsten Abschnitt (II Bt-sSd) mit 14–30 Vol.-% der gleichmäßigste Verlauf registriert werden. Die Wassergehalte bis in 10 cm Tiefe zeichnen die Niederschläge am besten nach (Abb. 6). Die höchsten Gehalte ergaben sich nach langanhaltenden Starkniederschlägen und Schneeschmelze im Januar. Ein freier Stauwasserspiegel konnte während der Naßphase in den Bohrlöchern nur vereinzelt und meist auch nur lokal beobachtet werden.

Im Gegensatz zu den Saugspannungswerten konnten von November bis April die Bodenwassergehalte der entsprechenden Tiefenbereiche noch deutlich verschiedene Werte annehmen. Da bei Sättigung nach dem Bewässerungsvorgang immer noch Wasser aufgenommen wurde, lassen sich die Differenzen aus der Hysterese, unterschiedlich wassergefüllten Makroporen und wechselnden Skelettgehalten erklären.

Die Wassergehalte der Laubstreu schwankten im Meßzeitraum zwischen 1,6 Vol.-% und 25 Vol.-% (bzw. 0,6 und 10 mm). Die Feldkapazität der Streuauflage wurde mit ca. 7,5 mm bestimmt. Aufgrund der höheren An-

fangsfeuchte wurde die Grenze der maximalen Speicherung im Winterhalbjahr schneller erreicht als im Sommer. Dementsprechend können sich bei gleichen Niederschlägen unterschiedliche Reaktionen im Saugspannungsverlauf des Oberbodens feststellen lassen. Vereinzelt wurden die Niederschläge auch vollständig von der Streuauflage zurückgehalten, die je nach Niederschlagsstruktur und -intensität einen beträchtlichen Interzeptionspeicher darstellen kann (Fleck 1987).

Flügel (1979), Barsch & Flügel (1988) und Moldenhauer (1993, 1994) haben die Beziehungen zwischen den Saugspannungen und den Bodenwassergehalten als lineare Regressionen beschrieben. Nach diesem Vorgehen ließ sich für die angenommenen Entwässerungsphasen bis Ende Juni 1995 die beste gravimetrische Kalibrierung für die Hauptlage der Riedelfläche erzielen.

Regressionsgleichungen für den westlichen Riedel:

Meßtiefe	Gleichung	Korrelationskoeffizient	Bestimmtheitsmaß
30–40 cm:	$y = -5,69x + 37,99$	$r = 0,94$	$r^2 = 0,89$
50–60 cm:	$y = -5,28x + 29,26$	$r = 0,77$	$r^2 = 0,60$
70–80 cm:	$y = -4,26x + 29,79$	$r = 0,74$	$r^2 = 0,54$

$x = \log$ Saugspannung $y =$ Bodenwassergehalt [Vol.-%]

Die Abweichungen zwischen den berechneten und gemessenen Bodenwassergehalten haben maximal 3,5 Vol.-% bzw. ca. 10 % des Meßwertes betragen und liegen damit im Fehlerbereich der gravimetrischen Wassergehaltsbestimmungen. Mit der Tiefe hin nehmen die Zusammenhänge ab. Eine Verbesserung der Anpassung wäre bei einer zusätzlichen Anzahl von Wertepaaren denkbar, so daß eine Modellierung der Bodenwassergehalte aus den Saugspannungsangaben auch für diese relativ inhomogen aufgebauten Böden möglich erscheint. Die Feldkapazität bis in 1 m Tiefe kann mit ca. 250 mm und die nutzbare Feldkapazität mit 125 mm angegeben werden.

4.2 Infiltrationsverhalten und Oberflächenabfluß

Einen entscheidenden Einfluß auf die Infiltration üben die Makroporen im Boden aus. Ihre Ausbildung und Geometrie wird im wesentlichen geprägt von der Vegetation, Bodenfauna und mechanischen Veränderungen durch z. B. Schrumpfung, Rißbildung und Belastung. Da diese Einflußfaktoren mit zunehmender Tiefe geringer werden, nimmt dementsprechend auch ihre Verbreitung mit größer werdendem Abstand zur Bodenoberfläche ab. Obwohl ihr Anteil am Gesamtporenvolumen relativ gering ist, können sie eine hohe Transportkapazität aufweisen und somit hohe Wassermengen ab-

leiten, die schnell infiltrieren und dabei die Bodenmatrix umgehen (bypass-effect). Von Untersuchungen bei denen Fließgeschwindigkeiten bis zu 20 cm/s in den Makroporen gemessen wurden berichten Beven & Germann (1982). Im Gegensatz zu den Mikroporen erfolgt der Wasserfluß in den Makroporen nur unwesentlich über Matrixkräfte und kann demnach nicht nach dem Potentialkonzept beschrieben werden. Zwischen beiden Porensystemen treten auch Interaktionen in der Wasserbewegung auf (Germann 1981, Zuidema 1985, Bronstert 1994).

Bei den Infiltrationsmessungen stellten sich nach max. 90 Minuten nahezu konstante Infiltrationsraten ein, die mit den Minimalwerten gleichgesetzt wurden. Trotz vorangegangener Bewässerung lagen die Anfangswerte stellenweise bis zum Vierfachen über den Endwerten. Möglicherweise wurde bereits während der Infiltrationsversuche ein horizontaler Wasserfluß erzeugt, der die Infiltrationsraten zusätzlich erhöhte. Starke Schwankungen unterlagen besonders die für die Hauptlage ermittelten Werte (Abb. 7). Betrachtet man die mittleren minimalen Infiltrationsraten der beiden Solifluktiionsdecken, so bestätigt deren vertikale Abnahme die Schichtigkeit. Als wesentliche Ursache für die Unterschiede im Infiltrationsverhalten muß neben der Verringerung des Gesamtporenvolumens besonders die vertikale Veränderung des Porensystems angesehen werden. Bis zur Untergrenze des Al-sS(w)-Horizontes weist der Oberboden als Hauptdurchwurzelungsraum einen deutlich höheren Anteil an Makroporen auf als der Unterboden. Folglich werden dort auch die höchsten Infiltrationsraten erreicht, die aufgrund der unregelmäßigen Verteilung der Makroporen auch starken örtlichen Schwankungen ausgesetzt sind. Überschreitet die Wassernachlieferung bei vertikaler Versickerung aus dem Oberboden die Infiltrationsraten in den darunterliegenden Bereichen, so muß dies zu einem Wasserstau führen, der in Abhängigkeit vom Gefälle durch eine horizontale Wasserbewegung ausgeglichen wird.

Verwendet man, wie Schwarz (1984, 1986), die mini-

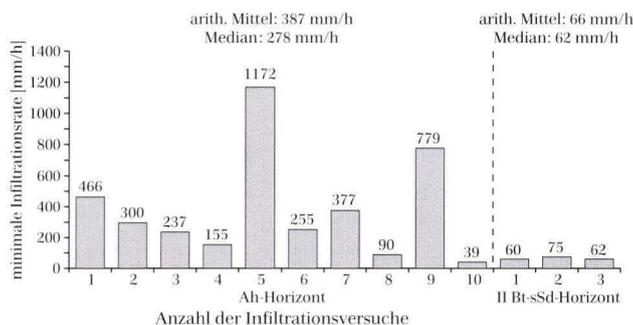


Abb. 7. Minimale Infiltrationsraten im Parabraunerde-Hangpseudogley aus Hauptlage über Mittellage.

male Infiltrationsrate als Kriterium für die Entstehung von Oberflächenabfluß, dann wäre ein solcher im Vergleich zu den maximalen Niederschlägen im Arbeitsgebiet weitgehend auszuschließen. Die Hochwasserereignisse müßten demzufolge vorwiegend von Interflow erzeugt werden.

Das Auftreten von Oberflächenabfluß wurde fast ausschließlich an den stark geneigten Runsenflanken festgestellt. Entsprechend den Untersuchungen von Moldenhauer (1993: 204 ff.) zur Klärung der Steuerfaktoren des Oberflächenabflusses konnte kein direkter Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Oberflächenabfluß und hohen Bodenwassergehalten erkannt werden. Vielmehr zeigte sich ein gegenteiliges Verhalten, da in Zeiten niedriger Bodenwassergehalte häufiger größere Oberflächenabflußereignisse erfaßt wurden. Bei Beobachtungen während Starkregenereignissen in den Sommermonaten konnte im Gelände ein erhöhter Abfluß auf der Laubstreu festgestellt werden. Dieser sogenannte „Litter-flow“ wird durch die ineinander verzahnten und glatten Buchenblätter begünstigt (Moldenhauer 1993: 215). Bei stärkerer Austrocknung werden die Benetzungswiderstände im Boden ebenso wie die der Laubstreu höher und verhindern somit eine längere Zeit die Wasseraufnahme bzw. die Versickerung (Zakosek 1960: 13, Fleck 1987: 42).

4.3 Abflußverhalten

Daß sich die Hochwasserwellen der Sommermonate von denen der Wintermonate unterscheiden, haben bereits Moldenhauer & Nagel (1989) näher ausgeführt. Die geringe Ausdehnung des Einzugsgebietes in Verbindung mit den steilen Hängen und dem großen Längsgefälle tragen allgemein zu einem schnellen Abfluß im Vorfluter bei. Eine größere Uferspeicherung kann ausgeschlossen werden. Im Rahmen der eigenen Untersuchungen sollte der Einfluß der Böden auf diese deutliche Trennung der Hochwässer geklärt werden.

Hochwasser im Sommer:

Die in Abb. 8 dargestellte Reaktion der Wasserführung im Gerinne auf die Niederschläge vom 23.8.1994 kann stellvertretend für die Abflußereignisse nach sommerlichen konvektiven Starkregen angesehen werden. Die insgesamt 14,8 mm Kronendurchlaß (NK), von denen bereits 14,4 mm (97 %) in der ersten halben Stunde registriert wurden, erzeugten nach weniger als 30 Minuten einen Scheitelabfluß von 4,8 l/s. Dem raschen Anstieg des Abflusses folgte ein etwas längeres Abklingen, bis nach wenigen Stunden wieder bereits nahezu die Ausgangswerte erreicht wurden. An diesem Tag flossen nur 0,42 mm bzw. 2,7 % des Bestandsniederschläges (NB) ab.

Das Abflußvolumen solcher Ereignisse ist trotz des kurzfristig hohen Spitzenabflusses relativ gering und tritt daher in auf Tageswerten basierenden Abflußganglinien kaum in Erscheinung. Außer durch Oberflächenabfluß und dem direkt ins Gewässer fallenden Niederschlag kann bei solchen Hochwasserwellen auch von einer oberflächennahen Wasserzuführung über nichtkapillare Fließwege aus der Nähe des Uferbereiches ausgegangen werden (Zuidema 1985). Der schnelle Wassereintrag in den Vorfluter erfolgt somit aus dem unmittelbar an das Gewässer grenzenden Runsenbereich und prägt in typischer Weise die sommerlichen Hochwasserwellen. Vergleichbare sommerliche Abflußereignisse in bewaldeten Kleinzugsgebieten beschreiben Moldenhauer (1993: 141) und Führer (1990: 107).

Hochwasser im Winter:

Im Gegensatz zu der sommerlichen Abflußbildung zeigt das Ereignis im Winter eine Niederschlags-Abflußbeziehung, bei der nachweislich stärkere Interflowereignisse wirksam wurden.

Infolge der Luftmassenwechsel von kalter Polarluft und warmer Meeresluft kam es Ende Januar 1995 in Deutschland zu Starkniederschlägen, die in Verbindung mit der Schneeschmelze an Rhein, Main, Saar, Mosel und deren Nebenflüsse bedeutende Überschwemmungen auslösten. Im Arbeitsgebiet wurde in dieser Zeit das größte Hochwasserereignis im Untersuchungszeitraum gemessen. Zu den insgesamt 29,1 mm Kronendurchlaß kamen 16,6 mm aus der abgeschmolzenen 7 cm mächtigen geschlossenen Schneedecke. In den vier Tagen haben 23,6 mm Abfluß den Pegel passiert. Vom Bestandsniederschlag sind ca. 47 % abgeflossen.

Die zweieinhalb- bzw. dreistündigen Unterbrechungen der Niederschläge werden deutlich vom Ganglinienverlauf nachgezeichnet. Der unmittelbare Anstieg der Abflußspitzen muß somit aus dem in den Vorfluter eingetragenen Niederschlag und einem schnellen oberflächennahen Abfluß zustande gekommen sein, da in dieser Zeit kein bedeutender Oberflächenabfluß registriert wurde. Nach den Beobachtungen an den Interflowgruben war an dem Hochwassergeschehen auch ein langsamer Abfluß aus der gesättigten Bodenmatrix beteiligt, der noch mehrere Tage nach den Inputereignissen angehalten hat und relativ hohe Abflüsse im Vorfluter erzeugte. Die anschließenden Niederschläge haben zu einer stetigen Auffüllung des Bodenspeichers beigetragen und somit den Interflow für fast zwei Wochen aufrechterhalten. Der Verlauf der Abflußganglinie in Abb. 8 bestätigt die Beschreibung von Flügel (1993: 72), nach der sich der langsame Interflow in einem nur allmählich abfallenden Hochwasserhydrographen äußert. Dabei darf jedoch keine nennenswerte Erhöhung der Grundwasserschüttung erfolgen.

Analysen zusätzlicher Abflußereignisse zeigten, daß der Interflow über 90 % vom Direktabfluß und mehr als 50 % des gesamten Abflusses bei Hochwasserereignissen ausmachen kann. Der jährliche Anteil (Juli 94–Juni 95) des schnellen Interflow hat etwa 7 % des Gesamtabflusses und 4 % des Freilandniederschlages betragen. Bei weitgehend gesättigten Böden wurden größere Interflowspenden ab einem Kronendurchlaß von 20 mm innerhalb zwei aufeinanderfolgenden Tagen ausgelöst. Die nennenswerten lateralen Wasserbewegungen voll-

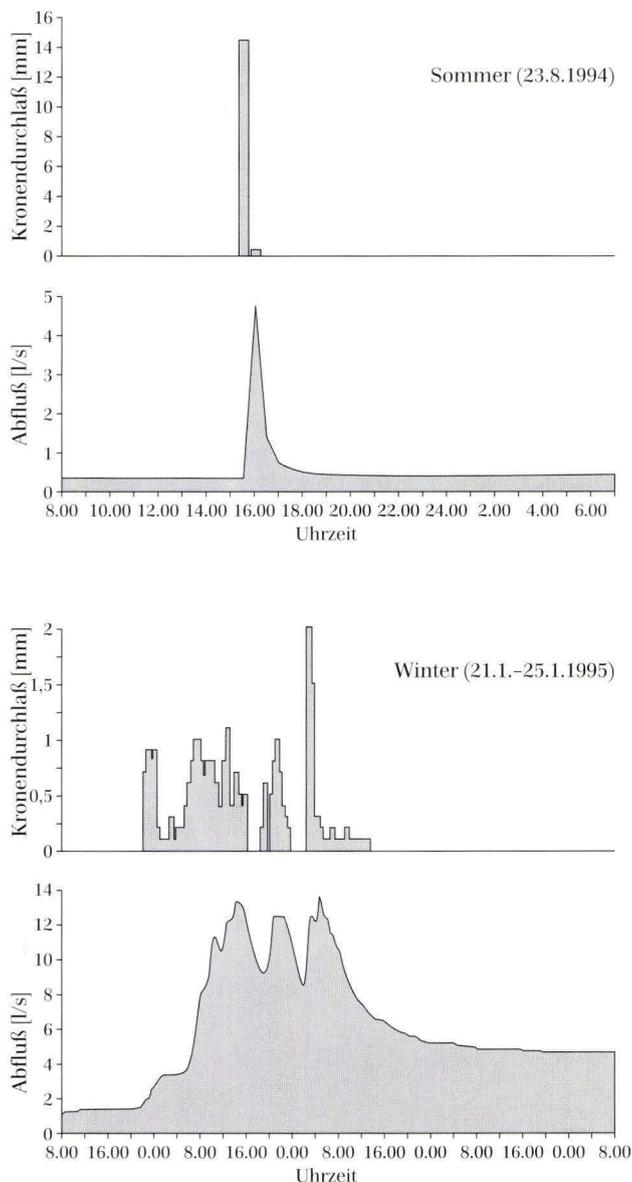


Abb. 8. Abflußverhalten nach sommerlichem Starkregenereignis bei geringer Wassersättigung der Böden und während langanhaltender Niederschläge in Verbindung mit Schneeschmelze im Winter, bei hoher Wassersättigung der Böden und hohem Anteil an oberflächennahem lateralem Wasserzufluß (Interflow).

zogen sich dabei fast ausschließlich im obersten Abschnitt des Stauhorizontes der Hangpseudogleye. Stärkere Interflowspenden im Oberboden ergaben sich erst ab einem Kronendurchlaß von über 30 mm. Die größten Interflowereignisse wurden durch langanhaltende Niederschläge in Verbindung mit Schneeschmelze registriert, bei denen auch die bedeutendsten Hochwasserereignisse auftraten. Im Untersuchungsgebiet lassen sich die Hochwässer größeren Ausmaßes im wesentlichen auf erhöhte Interflowspenden zurückführen.

5. Schlußbetrachtung

Die Untersuchungen über das Versickerungs- und Abflußverhalten der Böden aus quartären Deckschichten bezogen zwangsläufig die Erfassung der Dynamik der vorkommenden Pseudogleye mit ein. Wie sich gezeigt hat, können allein aus den Profilmertalen noch keine unmittelbaren Schlußfolgerungen über das momentane Staunässeverhalten abgeleitet werden, zumal die erkennbare Morphologie der Pseudogleye nicht den rezenten Wasserhaushalt widerspiegeln muß (Zakosek 1960: 21). Der Wechsel zwischen Naß- und Trockenphase in den untersuchten Böden fiel relativ schnell aus und ist eng an die Vegetationsperiode gebunden. Da sich im Bereich der Hauptlage nur kurzzeitig das Stauwasser bewegte erklärt sich auch dessen niedriger Anteil an hydromorphen Merkmalen. In den vorherrschenden Parabraunerde-Hangpseudogleyen konnte ein oberflächennaher lateraler Abfluß trotz langanhaltender vollständiger Sättigung im Unterboden nur während kurzer Phasen beobachtet werden. Als überwiegender Stauwasserleiter, in dem sich entsprechend auch der dominierende Anteil des Interflow bewegt, muß der oberste Bereich des eigentlichen Stauhorizontes (bzw. der Mittellage) betrachtet werden.

Die Windwurfschäden in unmittelbarer Nähe des Untersuchungsgebietes, von denen überwiegend Fichten und teilweise auch ältere Buchen betroffen waren, ereigneten sich während der höchsten Bodenwassergehalte, bei denen gleichzeitig die bedeutendsten Interflowereignisse registriert wurden. In diesen zwei- und mehrschichtigen Profilen ist während kurzzeitig auftretender hoher Durchfeuchtung in der Hauptlage als Hauptdurchwurzelungsraum, von einer erhöhten Windwurfgefahr auszugehen (Sammel 1993). Bei waldbaulichen Bearbeitungsmaßnahmen ist in Zeiten hoher Bodenwassergehalte die erhöhte Verdichtungsgefahr im Oberboden zu berücksichtigen.

In dem bewaldeten Arbeitsgebiet wurden die Hochwässer vorwiegend durch Interflow hervorgerufen. Der Interflowspeicher wurde bevorzugt im Winterhalbjahr

Unter Berücksichtigung des Interflow wurde anhand einer fünfjährigen Zeitreihe nach dem von Kille vorgestellten MoMNQr-Verfahren (vgl. Arbeitskreis Grundwasserneubildung 1977) für das Arbeitsgebiet eine durchschnittliche jährliche Grundwasserneubildungsrate von 197 mm ($6,2 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) ermittelt. Dagegen ergibt der nach Wundt aus dem Mittel der monatlichen Kleinstabflüsse (MoMNQ) berechnete jährliche Grundwasserabfluß mit 329 mm ($10,4 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) einen um 40 % höheren Wert.

und da auch nur über kurze Zeiträume in Verbindung mit Schneeschmelze oder stärkeren Niederschlagsereignissen wirksam. Über die laterale Wasserbewegung im Boden kamen hohe Niederschlagsanteile unmittelbar zum Abfluß. Demnach können sich Waldareale mit einem solchen Abflußverhalten zeitweise durchaus zu sogenannten Hochwasserentstehungsgebieten entwickeln. Durch die laterale oberflächennahe Wasserbewegung innerhalb der periglazialen Deckschichten verringert sich der Anteil der Niederschläge, der vertikal versickern kann und in dem gleichen Gebiet zur Grundwasserneubildung beiträgt. Als Zufluß, z.B. in Talauen und Tiefenlinien, kann er dagegen zu deren Erhöhung führen (Flügel 1979, 1993). Die Grabensysteme, die meist der Wegentwässerung dienen, sammeln den an den Hängen austretenden lateralen Abfluß und führen ihn häufig als oberirdischen Zufluß unmittelbar zum nächsten Vorfluter. Es kommt dort somit zu einer Erhöhung des Gesamtabflusses und der Hochwasserscheitel. Aufgrund der Drainagewirkung geht zusätzlich den unterhalb der Wege gelegenen Flächen der Wasserzufluß durch Interflow verloren. Die Erosionswirkung des von den Wegen und Gräben abgeleiteten Wassers schildert Bauer (1995).

Aus den quantitativen Ergebnisse können auch für den Stoffumsatz wichtige Konsequenzen abgeleitet werden. Neben dem zum Grundwasser (gesättigte Zone) hin gerichteten vertikalen Stoffflüssen ist in Hanglagen zusätzlich eine lateral ablaufende Stoffverlagerung zu erwarten, die vorrangig über die Böden bzw. quartären Deckschichten (ungesättigte Zone) erfolgt. Dadurch ist unter entsprechenden Voraussetzungen von einer qualitativen Beeinflussung der Oberflächengewässer und des Grundwassers auszugehen. Aus den schnellen Wasserbewegungen in Oberflächennähe müssen geringe Kontaktzeiten zwischen Boden und Wasser resultieren, bei denen chemische Wechselwirkungen untereinander nur kurzzeitig stattfinden können. Andererseits ist jedoch aufgrund der örtlich hohen Fließgeschwindigkeit

ten ein rascher Stofftransport nicht auszuschließen, der auch bei ungesättigten Verhältnissen auftreten kann (preferential flow).

Für weitere zukünftige Detailstudien zur oberflächennahen Wasserbewegung in Hanglagen wäre es wünschenswert möglichst zahlreiche unterschiedlich zusammengesetzte Deckschichten zu erfassen, um auf Grundlage der Schuttdeckengliederung zu einer Systematisierung der Interflowbildung zu gelangen. Durch die Berücksichtigung verschiedener Nutzungen bei unterschiedlichen Klima- und Reliefverhältnissen ließ sich damit auch der Wasserumsatz in verschiedenartigen Landschaften zuverlässiger bilanzieren und der Einfluß

von Nutzungsveränderungen auf den Wasserhaushalt sicherer prognostizieren. Aufgrund ihres Anteils am Wasserkreislauf in den deutschen Mittelgebirgen dürfen oberflächennahe Ab-/Zuflüsse in quartären Deckschichten auch hinsichtlich der Untersuchungen von Stoffverlagerungen, wie sie z. B. Erpenbeck (1987) aus Nordhessen und Förster (1995) aus dem Bayerischen Wald schildern, nicht vernachlässigt werden. Zukünftige Ansätze zur Modellierung des Wasser- und Stoffhaushaltes erfordern verstärkt die Berücksichtigung der Makroporeninfiltration (Bronstert 1994), die auch in ungesättigten Böden vorkommt.

6. Schriftenverzeichnis

- AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Aufl.: 392 S.; Stuttgart.
- Antoni, H. (1995): Auswertung und Interpretation hydrologischer Meßwerte einer fünfjährigen Beobachtungsreihe in einem Untersuchungsgebiet im Hohen Taunus unter besonderer Berücksichtigung von Niederschlags- und Abflußhöhen. – Unveröff. Dipl. Arb., Inst. Phys. Geogr., Univ. Frankfurt a. M.: 130 S.; Frankfurt a. M.
- AK Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C19**: 3–98; Hannover.
- Atkinson, T. C. (1979): Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. – In: Kirkby, M. J. (Hrsg.): Hillslope Hydrology: 73–120; Chichester.
- Barsch, D. & Flügel, W.-A. (1988) Untersuchungen zur Hanghydrologie und zur Grundwassererneuerung am Hollmuth, Kleiner Odenwald. – Heidelberg Geogr. Arb., **66**: 1–82; Heidelberg.
- Bauer, A. W. (1993): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und heutiger Zeit – Ausmaß, Ursachen und geökologische Auswirkungen. – Frankfurter geowiss. Arb., **D14**: 194 S.; Frankfurt a. M.
- Bauer, A. W. (1995): Erosionsschluchten im östlichen Taunus. Ihre Beziehung zum oberflächennahen Untergrund und zur historischen Landnutzung. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 139–148; Wiesbaden.
- Benecke, P. (1984): Der Wasserhaushalt eines Buchen- und eines Fichtenwaldökosystems im Hochsolling. – Forstl. Fak. Göttingen und Niedersächs. Forstl. Versuchsanst., **77**: 158 S.; Frankfurt a. M.
- Benecke, P., Beese, F. & van der Ploeg, R. R. (1976): Bodenhydrologische Methoden zur Untersuchung ungestörter, skelettreicher Böden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **3**: 361–371; Weinheim.
- Beven, K. & Germann, P. (1982): Macropores and Water Flow in Soils. – Water Res. Research, **8** (5): 1311–1325; Washington.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. – Mitt. Inst. Hydrol. Wasserwirtsch. Karlsruhe, **46**: 192 S.; Karlsruhe.
- Buchter, B. (1986): Wasserhaushalt und Skelettstruktur eines Rendzina-Bodens. – Eidgenöss. Anst. Forstl. Versuchsw., **62**: 468–603; Zürich.
- Deutschmann G., Malessa, V. & Rummenhohl, H. (1994): Bestimmung der Lagerungsdichte in stark skeletthaltigen Böden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **157**: 77–79; Weinheim.
- Erpenbeck, C. (1987): Über Stoffaustag mit dem Oberflächen- und Zwischenabfluß von landwirtschaftlichen Flächen verschiedener Nutzungsweise – ein Beitrag zur Klärung der Gewässerbelastung in Mittelgebirgslagen. – Diss. Inst. Mikrobiol. Landesk., Univ. Gießen: 201 S.; Gießen.
- Erpenbeck, C. & Mollenhauer, K. (1986): Zur Methodik der Erfassung von Zwischenabfluß an Hängen. – Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, **27**: 154–158; Hamburg.
- Fetzer, K. D., Larres, K., Sabel, K.-J., Spies, E.-D. & Weidenfeller, M. (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. – In: Benda, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 220–254; Berlin–Stuttgart.
- Fleck, W. (1987): Einfluß des Bodenaufbaus und des Waldbestandes auf Verdunstung und Abflußbildung im Naturpark Schönbuch bei Tübingen. – Diss. Geowiss. Fak., Univ. Tübingen: 111 S.; Tübingen.
- Flügel, W.-A. (1979): Untersuchungen zum Problem des Interflow. – Heidelberg Geogr. Arb., **56**: 170 S.; Heidelberg.
- Flügel, W.-A. (1993): Hangentwässerung durch Interflow und seine Regionalisierung – Einzugsgebiet der Elsenz (Kraichgau). – Berliner Geogr. Arb., **78**: 68–94; Berlin.
- Förster, H. (1995): Zum lateralen Stofftransport in den Hochlagenböden des Bayerischen Waldes und seine Bedeutung für die Pedogenese. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **76**: 1025–1028; Oldenburg.
- Führer, H.-W. (1990): Einflüsse des Waldes und waldbaulicher Maßnahmen auf Höhe, zeitliche Verteilung und Qualität des Abflusses aus kleinen Einzugsgebieten – Projektstudie im Krofdorfer Buchenforst. – Forstl. Forschungsberichte München, **106**: 326 S.; München.
- Germann, P. (1981): Untersuchungen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. Glaziol., **51**: 135 S.; Zürich.
- Gerold, G., Molde, P. & Pörtge, K.-H. (1994): Bodenfeuchte, Oberflächenabfluß und Stoffaustag. – In: Barsch, D., Mäusbacher, R., Pörtge, K.-H. & Schmidt, K.-H. (Hrsg.): Messungen in fluvialen Systemen: 51–70; Berlin-Heidelberg-New York.
- Hartge, K. H. & Horn, R. (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. – 2., neubearb. Aufl.: 175 S.; Stuttgart.
- Hartge, K. H. & Horn, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik. – 2., überarb. Aufl.: 303 S.; Stuttgart.
- Klausning, O. (1988): Die Naturräume Hessens. – Schriftenr. HLU, **67**: 43 S.; Wiesbaden.
- Kneidl, V. & Benecke, P. (1990): Wasserhaushaltsuntersuchungen an Pseudogleyen unter Fichte im Vorderhunsrück (Soonwald). – Beitr. z. Hydrol., **11** (2): 53–100.; Kirchzarten.
- Mikuszies, N. (1994): Quantifizierung des Niederschlagsinputs eines bewaldeten Einzugsgebietes im südlichen Taunus

- unter besonderer Berücksichtigung des Stammabflusses. – Unveröff. Dipl.-Arbeit, Inst. Phys. Geogr., Univ. Frankfurt a. M.: 114 S.; Frankfurt a. M.
- Moldenhauer, K.-M. (1993): Quantitative Untersuchungen zu aktuellen fluvial-morphodynamischen Prozessen in bewaldeten Kleinzugsgebieten von Odenwald und Taunus. – Frankfurter geowiss. Arb., **D15**: 307 S.; Frankfurt a. M.
- Moldenhauer, K.-M. (1994): Meßmethodik der Abtragungsvorgänge in bewaldeten Kleinzugsgebieten im Odenwald und Taunus. – In: Barsch, D., Mäusbacher, R., Pörtge, K.-H. & Schmidt, K.-H. (Hrsg.): Messungen in fluvialen Systemen: 7–25; Berlin-Heidelberg-New York.
- Moldenhauer, K.-M. & Nagel, G. (1989): Aktuelle Abtragungsvorgänge in Kerbtälchen und Runsen unter Wald. – Göttinger Geogr. Abh., **S6**: 105–114; Göttingen.
- Plass, W. (1981): Neuere quartärgeologisch-bodenkundliche Erkenntnisse und Auswirkungen auf das Ökosystem Wald. – Vorträge Tagung AG Forstl. Standort- und Vegetationskde (AFSV), **8**: 21–63; Recklinghausen.
- Schwarz, O. (1974): Hydrogeographische Studien zum Abflußverhalten von Mittelgebirgsflüssen am Beispiel von Bieber und Salz (Hessen). – Rhein-Main.-Forsch., **76**: 128 S.; Frankfurt a. M.
- Schwarz, O. (1984): Schneeschmelze und Hochwasser. – Mitt. DVWK, **7**: 355–372; Bonn.
- Schwarz, O. (1986): Zum Abflußverhalten von Waldböden bei künstlicher Beregnung. – In: Einsele, G. (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch – Forschungsbericht, DFG: 161–179; Weinheim.
- Semmel, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankf. geogr. H., **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- Semmel, A. (1993): Böden und Windwurfschäden in Wäldern des Vortaunus. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 141–150; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1994): Zur umweltgeologischen Bedeutung von Hangsedimenten in deutschen Mittelgebirgen. – Z. dt. geol. Ges., **145**: 225–232; Hannover.
- Semmel, A. & Schramm, E. (1987): Geringmächtige Lockersediment- und Verwitterungsdecken auf Festgesteinen und ihre Bedeutung für die Grundwasseranreicherung. – UBA-FB 87-093: 49 S.; Berlin.
- Völkel, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten. – Z. f. Geomorph., Suppl., **96**: 301 S.; Berlin-Stuttgart.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A. & Sokolloek, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. – 352 S.; Hamburg-Berlin.
- Zakosek, H. (1960): Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **32**: 63 S.; Wiesbaden.
- Zuidema, P. K. (1985): Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. Glaziol. Zürich, **79**: 150 S.; Zürich.

Manuskript eingegangen am 30.4.1997, angenommen am 3.6.1997

Hans Hentschel †



Am 5. September 1996 verstarb in Wiesbaden im Alter von 97 Jahren Prof. Dr. Hans Hentschel. Die Beisetzung fand im Kreise von Familie, Freunden und Kollegen am 13. September 1996 auf dem Südfriedhof von Wiesbaden statt.

Hans Hentschel wurde am 14. Oktober 1898 in Leipzig geboren. Nach der Volksschule besuchte er von 1909 bis 1915 die Realschule und, bis zum Abbruch durch Einberufung zum Militärdienst 1916, die Oberrealschule in Leipzig. Im Frühjahr 1917 konnte er zwischenzeitlich das Notabitur ablegen. Sein Militärdienst dauerte bis zum Ende des 1. Weltkriegs. Von 1919 an studierte Hentschel an der Universität seiner Heimatstadt Leipzig Naturwissenschaften, promovierte 1923 mit einer mineralogischen Arbeit über röntgenographische Untersuchungen an Apatit zum Dr. phil. und legte 1925 das Staatsexamen für das höhere Lehramt in den Fächern Physik, Chemie, Mathematik, Mineralogie und Geologie ab.

Unter F. Rinne war Hentschel als Assistent am Mineralogischen Institut der Universität Leipzig von 1923 bis 1928 Leiter des Röntgenlaboratoriums für Kristallstrukturforschung. Nach der Übernahme des Instituts durch K. H. Scheumann wandte sich Hentschel vorwiegend petrographischen Problemen zu und legte die grundlegende Sammlung für ein von Scheumann geplantes erstes deutsches Museum für Petrographie an. Von 1934 bis 1939 beteiligte er sich an einem unter Leitung von Scheumann stehenden Forschungsprojekt, das eine petrographische Analyse der Grundgebirgsumrahmung der böhmischen Masse zum Ziel hatte. Dabei erwarb er sich eingehende petrographische Kenntnisse über die Kristallingebiete, angefangen von den Sudeten über den Thüringer Wald bis zum Niederösterreichischen Waldviertel.

H. Hentschel heiratete im März 1932 in Leipzig Johanna Dorothea Cuneus, die ihn bis zuletzt begleitete.

Nach Ausbruch des 2. Weltkriegs wurde Hentschel im August 1939 für nur knapp ein halbes Jahr zum Militärdienst eingezogen. Im weiteren Verlauf des Krieges war er vom Heeresdienst befreit und konnte sich mineralogischen Forschungsaufgaben des Leipziger Mineralogischen Instituts widmen.

1942 habilitierte sich Hentschel mit einer Arbeit über bislang unbekannte Gesteinsglieder des schlesischen Eule-Kristallins und erhielt eine Dozentur für Mineralogie und Petrographie an der Universität Leipzig. Im gleichen Jahr übertrug man ihm die Leitung der Abteilung für physikalisch-chemische Mineralogie, Petrographie und Kristallstrukturlehre am Mineralogischen Institut der Universität.

Im Juni 1945 wurde Hentschel zusammen mit der Mehrzahl der Professoren und Dozenten der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät von der amerikanischen Armee nach Westdeutschland zwangsevakuert. Nach Wahrnehmung einer Gastassistentenstelle am Mineralogischen Institut der Universität Bonn von Anfang 1946 bis April 1947, betrieb Hentschel ein mikroskopisches Laboratorium zur gutachtlichen Untersuchung von Gesteinen und Böden. Von November 1949 bis Mai 1950 war er wissenschaftlicher Assistent an der Justus-Liebig-Hochschule in Gießen.

Am 15. Mai 1950 trat H. Hentschel seinen Dienst als Geologe am Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden an. Er wurde dort am 1. August 1954 zum Bezirksgeologen im Hessischen Staatsdienst in das Beamtenverhältnis auf Kündigung, am 10. Dezember 1955 auf Lebenszeit berufen. Bis zu seiner Pensionierung am

31. Oktober 1963 leitete er die Abteilung Lagerstätten, Mineralogie, Petrographie und Geochemie, von 1959 an war er stellvertretender Amtsleiter. Für mehrere Jahre während seiner aktiven Dienstzeit war er außerdem als Beisitzer am Dienststrafhof des Landes in Kassel tätig.

H. Henschel widmete sich mit großem Fleiß und Erfolg der Bearbeitung der vielfältigen vulkanischen Gesteine in Hessen. Er untersuchte zahlreiche Vulkanitvorkommen und schrieb den petrographischen Anteil der Erläuterungen zu den Blättern Kassel-West, Queck, Schlitz, Wolfhagen, Dillenburg und Hadamar. Weiterhin stellte er das kristalline Grundgebirge des Vorspessarts für die Geologische Übersichtskarte 1:300 000 dar und eine lagerstättenkundliche Übersichtskarte für wasserwirtschaftliche Rahmenpläne. Er befaßte sich mit Schlacken frühhistorischer Rennöfen im Dill-Gebiet, nahm Mörteluntersuchungen am Herkules-Bauwerk in Kassel vor und äußerte sich zum voraussichtlichen Verhalten der Salzgesteine in Abraumhalden. Außerdem war er mit der Leitung der Uranprospektion betraut und führte mineralogisch-petrographische Studien an uranhaltigen Gesteinen durch. Besonderes Interesse widmete Henschel der petrographischen Bearbeitung des am 11. August 1956 niedergegangenen Meteoriten von Breitscheid, einer Ortschaft im Dill-Kreis.

Schwerpunkt seines wissenschaftlichen Lebenswerkes war die Untersuchung und Erforschung der vulkanischen Gesteine des Paläozoikums im Lahn-Dill-Gebiet. Dabei entwickelte sich in den 50er Jahren ein intensiver wissenschaftlicher Disput zwischen Henschel und E. Lehmann, dem damaligen Professor und Ordinarius für Mineralogie und Petrographie an der Justus-Liebig-Hochschule in Gießen. Streitpunkt war die Genese der paläozoischen vulkanischen Gesteine des Lahn-Dill-Gebietes, wobei vor allem die Meinungen über die Entstehung der unter dem Begriff Schalstein bekannten vulkaniklastischen Gesteine des Mittel- bis Oberdevons besonders weit auseinandergingen. Lehmann (z. B. 1941, 1949, 1953) vertrat, wie zuvor schon H. Richter (1930), die Auffassung, daß es sich beim Schalstein nicht um einen syngenetischen Vulkaniklastit handele, sondern um ein epigenetisch gebildetes Gestein. Dieses sei durch „Miktitisierung“ schon vorhandener devonischer Gesteine infolge räumlich ausgedehnter Mikroinjektionen eines sog. weilburgitischen Magmas, d.h. einer stark mit Kalium und Wasser angereicherten Schmelze, erst während des Karbons entstanden. Henschels Verdienst war es, die vulkaniklastische Entstehungsweise des Schalsteins zu beweisen, die schon von Ahlburg (1918) und Kegel (1922) erkannt worden war.

Die exakte wissenschaftliche Arbeitsweise und Argumentation Henschels wurde bei der Diskussion über die sogenannten Weilburgite Lehmanns deutlich. Ausgehend von genauen mikroskopischen Untersuchungen

und Beobachtungen widerlegte er die Auffassung von Lehmann, der die Paragenese von Kalifeldspat und Chlorit in den betreffenden Gesteinen auf hydrothermal-pneumatolytische Kristallisationsbedingungen eines „weilburgitischen Magmas“ bei seiner Platznahme zurückführte. Dabei stellte Henschel immer wieder aktualistische Bezüge her, indem er die vulkanischen Gesteine des Paläozoikums mit jüngeren Vulkaniten, z. B. des Tertiär, verglich oder auch rezente Beobachtungen heranzog. Dies war ihm möglich, da er, abgesehen von der einschlägigen Literatur, wichtige junge Vulkangebiete aus eigener Anschauung kannte.

Die Auseinandersetzung mit dem „Spilitproblem“ muß im Kontext zur damaligen Zeit gesehen werden. Es existierten zwei sehr konträre Auffassungen über die Genese der als „Diabase“ und „Spilite“ bezeichneten Gesteine, die von zahlreichen Wissenschaftlern untersucht und z.T. sehr leidenschaftlich diskutiert wurde. Auf der einen Seite wurden die betreffenden Vulkanite als alterierte, d.h. durch postmagmatische Prozesse veränderte Basalte interpretiert, die Gegenseite ging von einer primärmagmatischen Entstehung aus einer wasserreichen spilitischen Schmelze aus. Henschel leitete die überwiegende Anzahl der von ihm bearbeiteten Vulkanite von wasserreichen spilitischen Magmen ab, wobei er im Unterschied zu Lehmann den Wassergehalt der Schmelzen nicht als comagmatisch betrachtete, sondern eine externe Wasseraufnahme beim Aufstieg durch die wassergesättigten Sedimente und beim Austritt in den Meeresraum annahm. Einen Teil dieser Gesteine aber führte er auf postmagmatisch veränderte Basalte zurück. Diese Auffassung gilt heute für alle paläozoischen Vulkanite als unumstritten.

In den paläozoischen Abfolgen des Lahn-Dill-Gebietes beschäftigte sich Henschel weiterhin u.a. mit der Fragmentierung subaquatischer Lavaströme des Unterkarbons, mit Differentiationsprozessen in mächtigen doleritischen Lagergängen und der Gefügeentwicklung der Pikrite.

Ein weiterer Arbeitsschwerpunkt waren die tertiären Basalte Hessens. So untersuchte Henschel die Petrographie der Basalte des Hohen Meißners und befaßte sich u.a. mit der Gefügeentwicklung der dort aufgeschlossenen Dolerite. Ferner führte er chemisch-petrographische Studien an Basalten des Westerwaldes und im Raum Großalmerode in Nordhessen durch. Dort interessierte er sich speziell für Gesteinsveränderungen in den Basalten im Kontakt zur Braunkohle und den damit verbundenen Vererzungen. Im Vogelsberg bearbeitete er Bohrungen aus der vulkanischen Gesteinsabfolge und widmete sich der Genese des Basalteisensteins.

Das Fachgebiet Petrographie war auch Hauptthema seiner Vorlesungstätigkeit an der Universität Mainz, die er auch nach seiner Versetzung in den Ruhestand fort-

führte. Nachdem er bereits 1950 einen Lehrauftrag erhalten hatte, wurde ihm am 16. Juli 1953, nach seiner Umhabilitation von der Universität Leipzig an die Universität in Mainz, die *Venia legendi* für Petrographie vom Senat der Johannes Gutenberg-Universität in Mainz verliehen. Dem folgte am 6. März 1956 die Ernennung zum außerplanmäßigen Professor. Während seiner Hochschultätigkeit betreute er zahlreiche Diplomarbeiten und Dissertationen.

Im Rahmen geologisch-mineralogischer Tagungen führte Hentschel zahlreiche Exkursionen, z. B. im Lahn-Dill-Gebiet, Taunus und Habichtswald. Zu Vergleichszwecken und auch im Zusammenhang mit seiner Lehrtätigkeit in Mainz unternahm er ausgedehnte Exkursionen nach Italien, so zu den Äolischen Inseln, zum Vesuv und nach Sizilien. Dabei waren seine freundschaftlichen Beziehungen zu Rittmann, dem damals wohl bekanntesten Vulkanologen und Leiter des vulkanologischen Observatoriums in Catania, von Vorteil, der sich zeitweise an der Führung der Exkursionen beteiligte. Die Typuslokalität der Palagonittuffe bei Palagonia war dabei u.a. von besonderem Interesse, die er zu den submarinen vulkaniklastischen Ablagerungen des Devons und Unterkarbons im Lahn-Dill-Gebiet in Beziehung setzte.

H. Hentschel beschäftigte sich auch intensiv mit der

Genese von verschweißten pyroklastischen Fließablagerungen, den sog. Ignimbriten, z.B. in den Abfolgen des Bozener Quarzporphyrs. Die Ergebnisse seiner Arbeiten legte er zur Publikation beim Internationalen Symposium für Vulkanologie in Neuseeland vor, an dem er im November 1965 teilnahm. Zuvor hatte er im September 1961 in Catania über dieses Thema einen Vortrag gehalten, der im *Bulletin Volcanologique* veröffentlicht wurde.

Besonders hervorzuheben ist seine wissenschaftliche Zusammenarbeit mit petrologisch-vulkanologischen Instituten verschiedener Universitäten in Europa und den Vereinigten Staaten von Amerika. In diesem Zusammenhang war er Gast an verschiedenen ausländischen geowissenschaftlichen Institutionen und hat in Europa sowie in den Vereinigten Staaten Forschungs- und Vortagsreisen durchgeführt.

H. Hentschel war langjähriges Mitglied zahlreicher wissenschaftlicher Gesellschaften.

1964 wurde ihm in Würdigung seiner besonderen Verdienste auf wissenschaftlichem Gebiet der Verdienstorden der Bundesrepublik Deutschland verliehen.

Mit seinem Tod ist ein erfülltes Geologenleben zu Ende gegangen.

Heinz-Dieter Nesbor

Zitierte Literatur

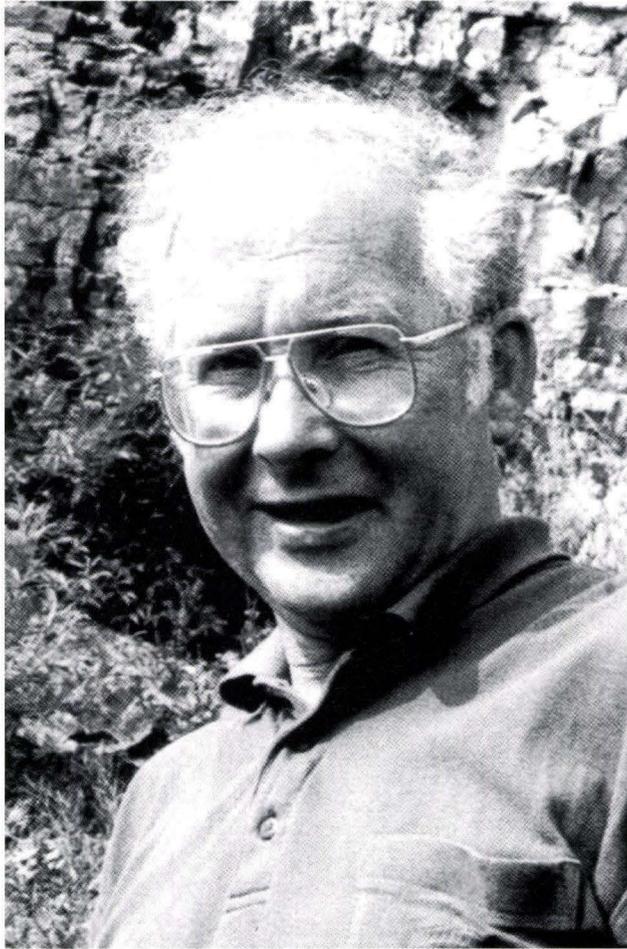
- Ahlburg, J. (1918): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachbar. B.-St., Lfg. 208, Bl. 5515 Weilburg, 153 S., 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- Kegel, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **86**, 81 S., 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- Lehmann, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. – 391 S., 167 Abb., 19 Tab.; Wetzlar (Scharfe).
- Lehmann, E. (1949): Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. – Heidelberg. Beitr. Mineral. Petrogr., **2**: 247–270, 20 Abb., 4 Tab.; Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- Lehmann, E. (1953): Diskussionsbemerkung zum Thema „Weilburgit“ und „Schalstein“. – Z. deutsch. geol. Ges., **104**: 255–256; Hannover.
- Richter, H. (1930): Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. – Internat. Bergwirtsch. u. Bergtechnik, **23**: 65–80, 85–101, 39 Abb.; Halle.

Veröffentlichungen von Hans Hentschel

- Hentschel, H. (1923): Röntgenographische Untersuchungen an Apatit. – Zentrall. Mineral. Geol. Paläont., **1923**: 609–626, 10 Abb.; Stuttgart.
- Hentschel, H., & Rinne, F. (1927): Ein neuer Kristall-Feinbautyp. – Ber. Verhandl. Sächs. Akad. Wissensch., math.-phys. Kl., **79**: 3–4; Leipzig.
- Hentschel, H., & Rinne, F. (1927): Über die Kristallstruktur des Kobalti-Hexammin-Jodid $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6] \text{J}_3$. – Ber. Verhandl. Sächs. Akad. Wissensch., math.-phys. Kl., **79**: 5–56, 14 Abb., 18 Tab.; Leipzig.
- Hentschel, H. (1931): Über eine kleine Apparatur nach H. Seng zur besseren Handhabung des Universaldehrtisches bei Gefügemessungen. – Fortschr. Mineral. Kristall. Petrogr., **16**: 75–76; Berlin.
- Hentschel, H. (1932): Über die petrographische Ableitung der Frankenberg-Mobendorfer Kristallinscholle des Sächsischen Zwischengebirges. – Ber. Verhandl. Sächs. Akad. Wissensch., math.-phys. Kl., **84**: 281–288, 1 Taf.; Leipzig.
- Hentschel, H. (1933): Vorschläge für den Gebrauch der Zeitschriftenkurztitel. – Fortschr. Mineral. Kristall. Petrogr., **17**: 157–162; Berlin.
- Hentschel, H. (1934): Über zusammengesetzte Gänge des Meißener Granits im Grossenhainer Gneiszug und ihre Metamorphose. – Ber. Verhandl. Sächs. Akad. Wissensch., math.-phys. Kl., **86**: 215–240, 10 Abb.; Leipzig.
- Hentschel, H. (1937): Der Eklogit von Gilsberg im sächsischen Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen. – Kristall. Mineral. Petrogr. Abt. B, Mineral. petrogr. Mitt., N.F., **49**: 42–88, 15 Abb., 11 Tab.; Leipzig.
- Hentschel, H. (1940): Über das „Gneisfenster von Munzig“ im Bereiche der mittelsächsischen Schubmasse. – Kristall. Mineral. Petrogr. Abt. B, Mineral. petrogr. Mitt., N.F., **51**: 391–412, 5 Abb., 1 Kt.; Leipzig.
- Hentschel, H. (1951): Die Schalsteine. – Z. dt. Geol. Ges. **102**: 390–391, Hannover.

- Hentschel, H. (1951): Über die Tuffnatur der Schalsteine. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2: 122–137; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1951): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Mineral., Abh., 82: 199–230, 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- Hentschel, H. (1952): Zum Chemismus der Schalsteine der Lahnmulde. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3: 191–198, 1 Tab., Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1952): Zur Frage der Chlorit- und Karbonat-Bildung in spilitischen Gesteinen. – Acta Albertina Ratisbonensia, 20: 206–207; Regensburg.
- Hentschel, H. (1953): Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Z. dt. geol. Ges., 104: 238–246, 2 Taf.; Hannover.
- Hentschel, H. (1953): „Weilburgit“ und „Schalstein“. Erwiderung auf die Diskussionsbemerkung von Herrn E. Lehmann. – Z. dt. geol. Ges., 104: 257–259; Hannover.
- Hentschel, H. (1953): Zur Frage der Chlorit- und Karbonat-Bildung in spilitischen Gesteinen (Diskussionsbemerkungen). – Fortschr. Mineral., 31: 35–37; Stuttgart.
- Hentschel, H. & Michels, F. (1953): Geologisch-petrographische Exkursion in die Lahnmulde am 24. Mai 1952. – Z. dt. Geol. Ges. 104: 306–313, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- Hentschel, H. (1954): Zur Petrographie körniger Intrusiv-Diabase des Lahn-Dill-Gebietes. – Z. dt. geol. Ges., 105: 579–582, 2 Tab.; Hannover.
- Hentschel, H. (1954): Zur Petrographie fossiler basischer Laven und Tuffe (mit Bezug auf Gesteine des Vogelsberges und der Lahn-Dill-Mulde). – Jahrestagung Dt. Mineral. Ges. Mainz, 32: 93–102; Mainz.
- Hentschel, H., & Pfeffer, P. (1954): Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes. – Geol. Jb., 69: 361–378, 1 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- Hentschel, H. (1955): Über Bildungsbedingungen vulkanischer Tuffe. – Fortschr. Mineral., 33: 141–142; Stuttgart.
- Hentschel, H. (1956): Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84: 252–284, 5 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1956): Über Schalsteine und Diabase im Lahn-Dill-Gebiet. – Wissensch. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, 5: 409–416, 2 Abb.; Leipzig.
- Hentschel, H. (1956): Typen tertiärer Basalttuffe im Raum des Habichtswaldes und ihre Lagenbestimmungen. – Z. dt. geol. Ges., 108: 268–269; Hannover.
- Hentschel, H. (1957): 10 Jahre Hessisches Landesamt für Bodenforschung. Sachgebiet Petrographie. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 466–473; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1957): Über Pseudotuffe. Ein Beitrag zur Petrographie und Nomenklatur der pyroklastischen Gesteine. – Z. dt. geol. Ges., 109: 667–668; Stuttgart.
- Hentschel, H., & Pfeffer, P. (1957): Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle – Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 297–333, 4 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1958): Die vulkanischen Gesteine. – In: Rösing, F.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 4622 Kassel-West: 83–110, 1 Tab.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1959): Aufgelassener Steinbruch bei der alten Grube Beilstein im Scheldetal oberhalb Oberscheld (Bericht zur Exkursion der deutsch. geol. Ges. am 3.9.1958). – Z. deutsch. geol. Ges., 111: 270–271; Hannover.
- Hentschel, H. (1959): Beiträge zum „Bericht über die Exkursion anlässlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 1. bis 9. September 1958“. – Z. deutsch. geol. Ges., 111: 259–264, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- Hentschel, H. (1959): Der Meteorit von Breitscheid-III. Petrographische Untersuchung. – Geochim. Cosmochim. Acta, 17: 323–338, 18 Abb., 3 Tab.; Oxford.
- Lippert, H.-J., Hentschel, H. & Teike, M. (1959): Exkursionsbericht zur Tagung des Naturhistorischen Vereins Dillenburg 28.–31.5.1958 (Geologischer Bericht). – Decheniana, 111: 199–206; Bonn.
- Hentschel, H. (1960): Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. – Freib. Forschungh., C 79: 82–105, 4 Abb.; Berlin.
- Hentschel, H. (1961): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. – Geol. Rdschau., 50: 33–45, 1 Abb. 1 Tab.; Stuttgart.
- Hentschel, H. (1961): Zum Problem der Gefügefazies der Granulite. – N. Jb. Mineral., Abh., 96: 291–298; Stuttgart.
- Hentschel, H. (1961): Der Schalstein, ein durch Plattung geformter Tektonit. – N. Jb. Mineral., Abh., 96: 305–317, 6 Taf.; Stuttgart.
- Hentschel, H., Koritnig, S., Kutscher, F., & Rösing, F. (1962): Berichte über die Exkursionen während der Tagung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens vom 23.–26. Mai 1961. Ganztagesexkursion zur Blauen Kuppe und zum Meißner am 25. Mai 1961. – Decheniana, 114, 2: 195–201, 2 Abb.; Bonn.
- Hentschel, H., & Rösing, F. (1962): Berichte über die Exkursionen während der Tagung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens vom 23.–26. Mai 1961. Geologische Halbtagesexkursion in das Dörnberg-Gebiet am 23. Mai 1961. – Decheniana, 114, 2: 187–190; Bonn.
- Hentschel, H. (1963): In-situ-Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Dillgebietes im Rheinischen Schiefergebirge. – Bull. Volc., 25: 97–107, 11 Abb.; Napoli.
- Hentschel, H. (1963): Die Bildung der Bimsstein-Tuffe und das Problem der Ignimbrite. – Bull. Volc., 25: 291–313, 4 Abb.; Napoli.
- Hentschel, H. (1963): Zur Petrographie der Basalte. – In: Laemmlein, M.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5223 Queck: 165–168, 1 Tab.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1965): Petrographie der Basalte. – In: Kupfahl, H.-G.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5323 Schlitz: 123–127, 1 Tab.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1966): Exkursion in das Dillgebiet. – Fortschr. Mineral., 42, 2: 334–353, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- Hentschel, H. (1966): Die vulkanischen Gesteine. – In: Rösing, F.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 4621 Wolfhagen: 111–135, 4 Tab.; Wiesbaden.
- Hentschel, H., & Meisl, S. (1966): Exkursion in das magmatogene Vorderdevon des Taunus. – Fortschr. Mineral., 42, 2: 321–333, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- Hentschel, H. (1967): Ignimbritic Pitchstones of South Tyrol, Italy (A contribution on the origin of welded-tuff structures). – Bull. Volc., 30: 229–232; Napoli.
- Hentschel, H. (1968): Die „Flammung“ der Pikrite des Lahn-Dill-Gebietes. – Jb. nass. Ver. Naturk., 99: 65–85, 7 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1968): Der Basalt des Meißners. – Der Aufschluß, Sonderheft, 17: 151–165, 4 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- Lippert, H.-J., & Hentschel, H. (1968): Ein neues Basaltvorkommen bei Wingsbach auf Blatt 5814 Bad Schwalbach (Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – Jb. nass. Ver. Naturk., 99: 86–91, 3 Abb.; Wiesbaden.
- Lippert, H.-J., Hentschel, H. & Rabien, A. (1970): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1971): Das Basaltprofil aus der Bohrung Ludwigsegen 1, bei Merlau im Vogelsberg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99: 269–285, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Vossoughi-Abedini, M. & Hentschel, H. (1971): Der Lagenbau des Diabases von Waldhausen bei Weilburg/Lahn. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99: 297–312, 2 Abb., 2 Tab., Taf. 22–23; Wiesbaden.
- Hentschel, H. (1978): Der Basalt des Meißners. – Der Aufschluß, Sonderbd., 28: 208–228, 4 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- Hentschel, H. (1979): Vulkanische Gesteine. – In: Hentschel, H. & Thews, J.-D.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25000, Bl. 5514 Hadamar, 2. Aufl.: 57–103, 3 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.

Jens Kulick †



Am 11. Dezember 1996 starb in Korbach Geologiedirektor i. R. Dr. Jens Kulick im Alter von 65 Jahren an den Folgen einer Gehirnblutung. Eine große Trauergesellschaft hat ihm am 18. Dezember 1996 in Goldhausen am Eisenberg das letzte Geleit gegeben. Mit ihm hat uns ein Kollege verlassen, dessen Kenntnisse und Interessen weit über sein Fachgebiet hinaus ein breites Spektrum der Geowissenschaften und der Archäologie umfaßt haben und der in seinen Arbeitsbereichen für die Erforschung und Darstellung der Geologie Hessens neue Wege gewiesen hat.

Jens Kulick wurde am 19. Mai 1931 in Neuruppin geboren. Nach dem Schulbesuch begann er 1950 das Geologiestudium an der Humboldt-Universität in Berlin bei Serge von Bubnoff, wechselte 1952 an die Freie Universität Berlin und ging 1954 nach Göttingen, wo er als Schüler von Hermann Schmidt nach Diplomprüfung und Promotion sein Studium 1958 beendet hat. Er war

verheiratet mit Gudrun Steckhan. Ihrer Ehe entstammen eine Tochter und zwei Söhne.

Von März 1958 an war er als Geologe am Hessischen Landesamt für Bodenforschung in der geologischen Landesaufnahme tätig. Er ist am 31.12.1992 aus gesundheitlichen Gründen in den Ruhestand versetzt worden. Nach seiner Pensionierung hat er neben seiner Tätigkeit für die Museen in Korbach und Rotenburg/Fulda und im Hessischen Museumsverband seine Arbeiten in der Geologie weitergeführt, abgeschlossen und noch im November 1996 die Bearbeitung eines umfangreichen Manuskriptes über die Ergebnisse der Untersuchungen der Goldlagerstätte des Eisenberges bei Korbach beendet, bevor ihm durch den Tod der Hammer aus der Hand genommen wurde.

Jens Kulick war ein Kartierer im Sinne des Wortes. Die geologische Kartierung im Rahmen der Landesaufnahme erfordert breite Kenntnisse in der Geologie und Paläontologie, die vom ältesten Gestein bis zur jüngsten, anthropogenen Ablagerung reichen, dazu eine gute Beobachtungsgabe. Unentbehrlich ist ein stetes, ausdauerndes Interesse an der Klärung der vielfältigen Probleme einer solchen Aufgabe sowie die dazugehörige persönliche Belastbarkeit. Er ist diesem Anspruch in besonderem Maße gerecht geworden. Seine Kenntnisse, seine wissenschaftliche Neugierde und sein rastloses Bemühen im Erkennen und Beantworten geologischer, paläontologischer, vor- und frühgeschichtlicher und kulturhistorischer Fragestellungen ebenso wie die Darstellung der Arbeitsergebnisse im Gelände und in Publikationen haben viele junge und alte Kollegen in ihren Bann gezogen. Er war ein beehrter Führer für Exkursionen.

In seinen geologischen und archäologischen Forschungen und Aktivitäten ging Jens Kulick völlig auf, seine Begeisterung und sein persönlicher Einsatz kannten keine Grenzen. Das hat nicht immer die Zusammenarbeit mit ihm erleichtert. Über manche Auseinandersetzung hat aber immer der Wille und das Interesse hinweggeholfen, gemeinsam gesteckte Ziele zu erreichen.

Kulick erweiterte mit seiner Diplomkartierung und Dissertation die Kenntnis der Kulmgrauwacken im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Er wies durch konsequente Kartierung und Anwendung der Goniatitenstratigraphie einzelne Schüttungseinheiten der Grauwacken über Zehner von Kilometern nach. Seine unabhängig von der damals beginnenden Turbiditforschung entwickelten Vorstellungen der Grauwackensedimentation paßten überraschend gut zu den Modellen der Tur-

biditspezialisten: Er konnte ihnen die experimentell ermittelten Sedimentationsmerkmale im Aufschluß vorführen und erntete natürlich entsprechend große Begeisterung.

In der Darstellung seiner Untersuchungsergebnisse zeigte sich bereits früh die ausgeprägte künstlerische Begabung Kulicks. Die Karten, Profildarstellungen und Abbildungen seiner Veröffentlichungen sind vorbildlich in Aussage und Gestaltung. Eine Abbildung aus seiner Dissertation zierte jahrelang das Titelblatt einer Auflage des Standardlehrbuchs der deutschen historischen Geologie.

Am Landesamt hat er seine Tätigkeit mit einer Kartierung des Unteren und tiefen Mittleren Buntsandsteins am Schiefergebirgsrand bei Mengerlinghausen begonnen. Anlaß waren lagerstättenkundliche Untersuchungen im Rahmen eines Programms zum Aufsuchen von Uranvorkommen in Hessen, bei denen sehr schnell die Bedeutung einer gesicherten feinstratigraphischen Gliederung der erzführenden Gesteinsfolge erkannt worden war. Die von ihm damals anhand von Geländebeobachtungen aufgestellte Gliederung ist die erste differenzierte und überregional brauchbare lithostratigraphische Gliederung des hessischen Unteren Buntsandsteins (1961, 1966).

Kulick hat während seiner Tätigkeit am Landesamt die Blätter 4719 Korbach (1968), 4720 Waldeck (1969, zusammen mit M. Horn), 4820 Bad Wildungen (1973, zusammen mit D. Meischner und M. Horn), 4923 Altmorschen (zusammen mit R. Becker), 4821 Fritzlar (1997) und 4718 Goddelsheim (zusammen mit H. Heggemann) im Rahmen der Geologischen Karte von Hessen 1:25000 bearbeitet. Anteile der Erläuterungen von Bl. 4925 Sontra (1987) und Bl. 5023 Ludwigseck (1989) stammen ebenfalls aus seiner Feder. Im Archiv des Landesamtes liegt außerdem das Manuskriptblatt des Buntsandsteinanteils von Bl. 4619 Mengerlinghausen, mit dem er seine Kartiertätigkeit in Hessen begonnen hatte.

Viele Untersuchungen, zu denen er den Anstoß gegeben hatte, konnten von ihm nicht mehr zu Ende geführt werden. So war er während der Kartierung auf Bl. Korbach auf eine mit dolomitischem Schluffstein gefüllte Spalte in einem Steinbruch im Zechsteinkalk gestoßen, die Wirbeltierknochen enthielt. Auf die Besonderheit dieser Funde hat er in vielen Gesprächen und Führungen hingewiesen. Die Spaltenfüllung wurde in Analogie zu anderen Schlottenfüllungen zunächst als Pleistozän angesehen, auch wenn er manchmal darauf hinwies, daß ihm diese Deutung nicht befriedigte. Die aufsehenerregende Bedeutung der schwer zu präparierenden Wirbeltierreste wurde erst 1991 erkannt, als weitere Funde und Bearbeitungen ergeben hatten, daß sie permischen terrestrischen Tetrapoden, darunter auch der Reptilgattung *Procyonosuchus* zuzuordnen sind, also frühen Vor-

fahren der Säugetiere, die bisher aus der Karroo-Supergruppe Südafrikas bekannt waren.

Die seither erfolgten Grabungen und weiteren Funde haben die überregionale wissenschaftliche Bedeutung dieser Fossilagerstätte bestätigt und zu der Forderung nationaler und internationaler Institutionen geführt, die „Korbacher Spalte“ als geologisches Naturdenkmal zu erhalten. Seine Sorge galt bis zuletzt der Erhaltung dieser Fossilfundstätte.

Angeregt durch die Kartierung auf den Blättern Korbach, Waldeck und Bad Wildungen am Schiefergebirgsrand ist er besonders mit dem hessischen Zechstein verbunden gewesen. Lithologie, Fazies und Stratigraphie des Zechsteins und besonders des Kupferschiefers in Hessen sind ein Hauptthema seiner Arbeiten geblieben, in Karten und vielen Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 und zuletzt zusammenfassend in der Bearbeitung des Kupferschiefers der Hessischen Senke im Rahmen des Kupferschieferprogramms (1983) beschrieben und in zahlreichen Abbildungen dargestellt, für die er viele Kilometer Bohrkerne aufgenommen hat. Wer sich über die Randfazies des Zechsteins der Hessischen Senke informieren will, kommt kaum an den Exkursionsführern des Zechsteinsymposiums in Hannover (1987) vorbei, die Kulick zusammen mit J. Paul und anderen Kollegen bearbeitet hat. Daneben arbeitete er als maßgebliches Mitglied an der Darstellung des Zechsteins für die Monographie der Subkommission Perm/Trias der Deutschen Union für Geologische Wissenschaften mit.

Die Kartierung des Zechsteins brachte ihn auch mit dem historischen Kupferschieferbergbau zusammen, einem weiteren Schwerpunkt seines Interesses. Kulick ließ keine, wenn auch noch so schwierige oder gefährliche Befahrung eines Stollens oder einer Grube aus und gehörte zu den besten Kennern des mittelalterlichen Kupferschieferbergbaus am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, des Richelsdorfer Gebirges und des Unterwerra-Sattels.

Das durch hohe Weltmarkt-Goldpreise bedingte Interesse an hessischen Goldlagerstätten führte in den siebziger Jahren, sicher nicht ganz ohne sein Zutun, zu einem Forschungsprojekt des Landes und der Gewerkschaft „Waldecker Eisenberg“, das seinen Interessen und Fähigkeiten voll entsprach: Die Untersuchung der Goldlagerstätte des Eisenberges bei Korbach, wo seit dem 12. Jahrhundert Goldbergbau umgegangen ist und mit deren Problematik er bereits während der Kartierarbeiten auf Bl. Korbach in Berührung gekommen war. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind erst spät, nach Ablauf einer zehnjährigen Veröffentlichungssperre, gedruckt worden (Kulick et al. 1997).

Während dieser Untersuchungsarbeiten war er auf der Suche nach einem alten Schacht auf dem Gipfel des

Eisenberges auf die verschütteten Reste der waldeckischen Burg Eisenberg gestoßen, deren Ausgrabung und Grundrißrekonstruktion ihn dann zusammen mit einer Arbeitsgruppe begeisterter Mitarbeiter für fast ein Jahrzehnt an den Wochenenden und im Urlaub gebunden haben. Seinen persönlichen Einsatz und den dieser Gruppe kann nur beurteilen, wer einmal an einem kalten Herbsttag auf dem Eisenberg gestanden hat.

Neben seinen geologischen Arbeiten haben archäologische Aktivitäten schon früh den Großteil der freien Zeit Kulicks ausgefüllt. Beispielhaft seien hier genannt: Neben dem Eisenberg (1981) die Bearbeitung der Paläolith-Station Buhlen bei Waldeck, die er zusammen mit A. Semmel (1968) und G. Bosinski (1973) untersucht hat. Während der Kartierarbeiten auf Bl. Fritzlar ergaben sich Veröffentlichungen zur Herkunft der Bausteine am Büraberg (1974) und, zusammen mit V. Brendow, zur Geschichte des Johanneskirchenkopfes (an dem Bonifatius die Donareiche gefällt haben soll) bei Züschen (1982). Die enge Zusammenarbeit von Geologie und Archäolo-

gie hat sich in der langen Verbindung mit der Denkmalspflege für beide Disziplinen als fruchtbar erwiesen.

Die Leistungen Kulicks sind in Wissenschaft und Öffentlichkeit vielfach anerkannt worden. Sein Rat war gefragt. Er war u.a. Mitglied der Subkommissionen Karbon und Perm/Trias der Deutschen Union für Geologische Wissenschaften, er war im Vorstand des Hessischen Museumsverbandes. Für seine Aktivitäten sind ihm das Bundesverdienstkreuz, der Ehrenbrief des Landes Hessen, die Silberne Ehrennadel der Stadt Korbach, die Ehrenmitgliedschaft des Waldeckischen Geschichtsverbandes und andere Auszeichnungen verliehen worden.

Seine Ausstellungen und seine Darstellungen geologischer und kulturhistorischer Themen in den Museen von Korbach und Rotenburg/Fulda haben viele Besucher fasziniert.

Seine Arbeitsergebnisse in Hessen sind wichtige Bausteine der geologischen Landesforschung und werden lange Bestand und Gewicht haben.

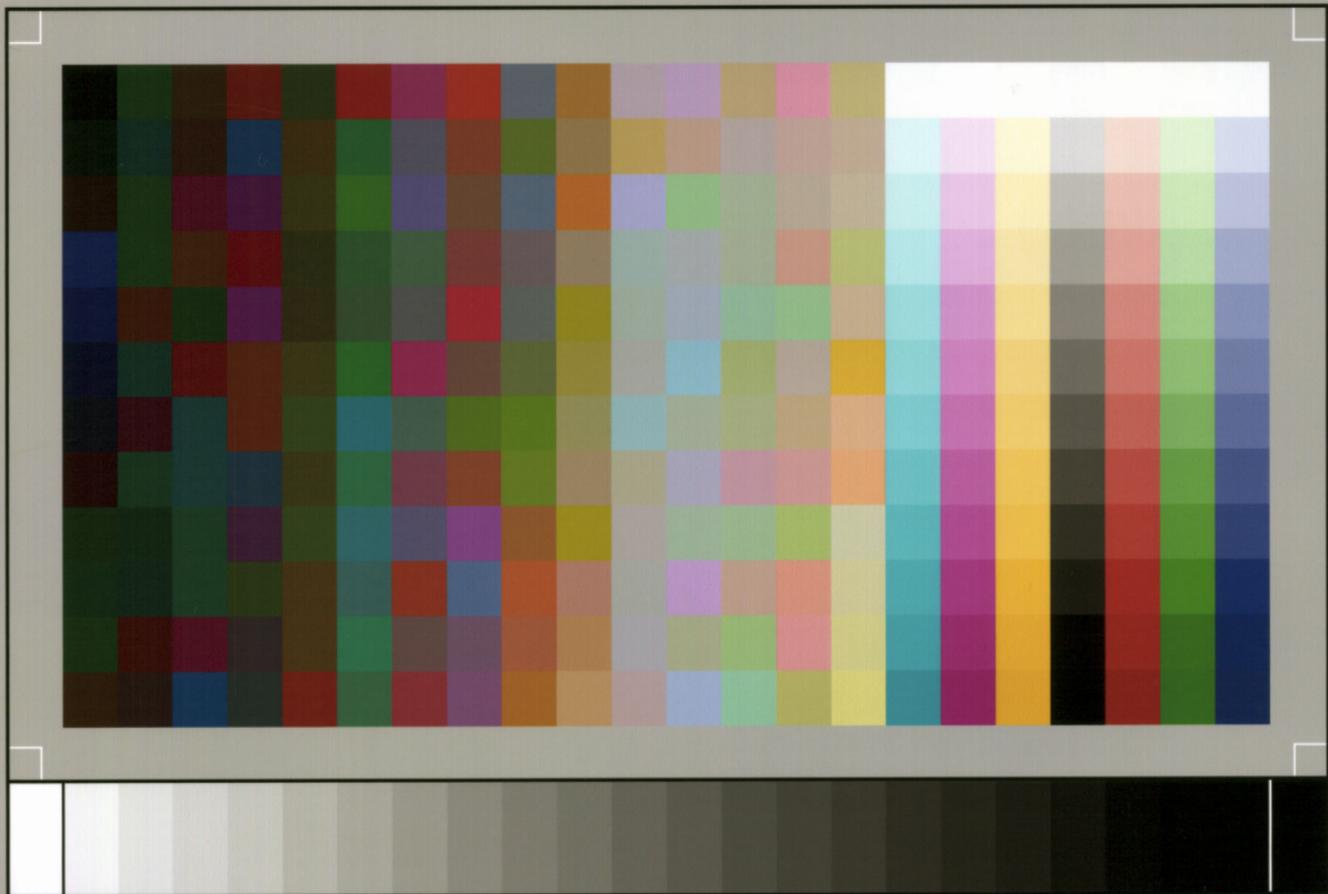
Manfred Horn

Veröffentlichungen von Jens Kulick

(zusammengestellt von M. Horn und V. Brendow)

- Kulick, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kuhl-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3,1**: 243–288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- Kulick, J. (1960): Driftmarken im Kuhl des Edersee-Gebietes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3,1**: 289–296, 6 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- Kulick, J. (1961): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 276–309, 8 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- Kulick, J., & Zakosek H. (1962): Zur Sedimentation im Edersee 1914–1959. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 499–501, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Kulick, J. (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrande des Kellerwaldes (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 182–200, 1 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
- Kulick, J. & Semmel, A. (1967): Geomorphologische Untersuchungen in der Umgebung von Korbach (Waldeck). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 148–157, 1 Taf.; Wiesbaden.
- Kulick, J. & Semmel, A. (1968): Die geomorphologische und geologische Bedeutung der Paläolith-Station Buhlen (Waldeck). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 347–351, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- Kulick, J. (1968): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach, mit Erl.: 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- Horn, M. & Kulick, J. (1969): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4720 Waldeck, mit Erl.: 227 S., 35 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- Horn, M., Kulick, J. & Meischner, D. (1973): Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4820 Bad Wildungen, mit Erl.: 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- Bosinski, G. & Kulick, J. (1973): Der mittelpaläolithische Fundplatz Buhlen Kr. Waldeck. – Germania, **51**: 1–40, 25 Abb., 2 Beil.; Berlin.
- Kulick, J. (1974): Zur Herkunft des Steinmaterials von Steinbauten der Büraburg. – Kasseler Beitr. Vor- u. Frühgeschichte, **4**: 180–185, 3 Abb.; Kassel.
- Höltling, B., Kulick, J. & Rambow, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtfolgen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck (Hessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 229–269, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- Kulick, J. & ARGE Grabung Burg Eisenberg (1981): Burg Eisenberg bei Goldhausen. – Archäolog. Denkmäler Hessen, **17**: 11 S., 9 Abb.; Wiesbaden.
- Brendow, V. & Kulick, J. (1982): Ausgrabungen auf dem Johanneskirchenkopf bei Züschen. – Waldeckische Geschichtsblätter, **70**: 5–24; Arolsen.
- Brendow, V. & Kulick, J. (1982): Die Johanneskirche bei Züschen. – Archäolog. Denkmäler Hessen, **23**: 7 S., 6 Abb.; Wiesbaden.
- Kulick, J., Leifeld, D., Meisl, S., Pöschl, W., Stellmacher, R., Strecker, G., Theuerjahr, A.-K. & Wolf, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D68**: 3–223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- Nieschalk, Ch. & Kulick, J. (1984): Der waldeckische Barockbildhauer Josias Wolrat Brützel. – Museumshefte Waldeck-Frankenberg, **1**, 65 S., 86 Abb.; Korbach.
- Kulick, J. & Neumann, M. (1986): Der Korbacher Maler Albert Nieschalk. – Museumshefte Waldeck-Frankenberg, **3**: 20 S., 22 Abb.; Korbach.
- Kulick, J. (1987): Der über Tage anstehende Zechstein in Hessen. – In Kulick, J. & Paul, J. (Ed.): Int. Symp. Zechstein 87, Exk. II: 19–140, 81 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Kulick, J. (1987): Cornberger Sandstein und Weißliegendes, Zechstein, Brückelschiefer-Folge. – In Motzka-Nöring, R.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 4925 Sontra: 23–102, 34 Abb.; Wiesbaden.
- Kulick, J. (1989): C. Perm. – In Becker, R. E.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5023 Ludwigseck: 22–31, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Kulick, J. (1989): Wetterfahnen an Eder und

- Diemel. - Museumshefte Waldeck-Franken-
berg, **10**: 180 S., 387 Abb.; Korbach.
- Kulick, J. (1991): Die Randfazies des Zech-
steins in der Korbacher und in der Fran-
kenberger Bucht (Exkursion E am 4.
April 1991). - Jber. Mitt. oberrhein. geol.
Ver., N.F. **73**: 85-113, 9 Abb., 1 Tab.; Stutt-
gart.
- Ehrenberg, K. H., Kulick, J. & Hottenrott, M.
(1991): Basalt, Pliozän und Pleistozän bei
Fritzlar (Exkursion B am 2. April 1991). -
Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **73**:
49-56, 1 Tab.; Stuttgart.
- Franke, W. & Kulick, J. (1991): Umgebung
von Bad Wildungen (Exkursion A am 2.
April 1991). - Jber. Mitt. oberrhein. geol.
Ver., N.F. **73**: 41-48, 2 Abb.; Stuttgart.
- Horn, M., Kulick, J. & Tietze, K.W. (1993):
Kontinentale klastische Sedimente aus
Oberperm und Untertrias am Ostrand
des Rheinischen Schiefergebirges. - Geo-
logica et Palaeontologica, **27**: 356-377, 14
Abb., 2 Tab.; Marburg.
- Hottenrott, M., Kulick, J., Schaarschmidt, F.
& Wilde, V. (1996): Paläobotanische
Untersuchungen zur Altersstellung der
Kiese der Zennerner Senke bei Fritzlar
(Hessen). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh.,
200: 183-200; Stuttgart
- Kulick, J. †, Meisl, S. & Theuerjahr, A.K.
(1997): Lagerstättenkundliche und geo-
chemische Untersuchungen in der Gold-
lagerstätte des Eisenberges südwestlich
von Korbach. - Geol. Abh. Hessen, **102**:
139 S., 47 Abb., 18 Taf.; Wiesbaden
- Kulick, J. = (in Druckvorbereitung): Devon
und Perm. - In Becker, R. E.: Erl. Geol. Kt.
Hessen 1:25000, Bl. 4923 Altmorschen;
Wiesbaden.
- Heggemann, H. & Kulick, J. † (1997): Geol. Kt.
Hessen 1:25000, Bl. 4718 Goddelsheim,
digitale Ausgabe; Wiesbaden
- Kulick, J. † (1997): Geol. Kt. Hessen 1:25000,
Bl. 4821 Fritzlar, digitale Ausgabe; Wies-
baden.



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0

