

(Aus dem Geographischen Institut der Universität Düsseldorf)

## Morphogenese der Iserlohner Kalksenke

Von Gerd Wenzens, Langenfeld

Mit 1 Tabelle, 8 Abbildungen im Text und 1 Tafel

(Eingegangen am 6. 9. 1972)

### Kurzfassung

Zur Erklärung des Formenschatzes der Iserlohner Kalksenke wird die tertiäre Reliefentwicklung des nördlichen Sauerlandes herangezogen. Die Eintiefung der von etwa 300 Meter auf 250 Meter abfallenden Mulde stellt eine gesteinsbedingte Variante der tertiären Flächen des Rheinischen Schiefergebirges im Massenkalk dar. Es handelt sich bei der „muldenartigen Senke“ — wie die charakteristische Zusammensetzung der Deckschichten und die Dolinenfüllungen zeigen — um ein miozänes Polje, das in die oligozäne Hauptverebnung eingetieft ist. Die vermutlich noch im Altpleistozän geschlossene Karsthohlform wurde durch rückschreitende Erosion eines Ruhrnebenflusses an die oberirdische Entwässerung angeschlossen.

### 1. Einleitung und Problemstellung

Der Formenschatz der Iserlohner Kalksenke ist im Laufe seiner morphologischen Erforschung recht unterschiedlich gedeutet worden. Die etwa von 300 m auf 250 m abfallende Verebnung, in die sich die Hönne nahezu senkrecht 50—60 m tief eingeschnitten hat, wurde von PAECKELMANN (1938) als Teil der präoligozänen Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges, von STORK (1958) als Rest der Hönne-Hauptterrasse und von WIRTH (1970) als altpliozäner Talboden der Urhönne interpretiert. MEINECKE (1964, 1966) hat zwischen einem höher gelegenen pliozänen und einem tiefergelegenen oberpliozänen Teil der Verebnung unterschieden. Die Genese der „muldenartigen Einsenkung“ (STORK 1958, S. 25) wird somit durch flächenhaft wirkende, fluviatile und korrosive Abtragungsprozesse erklärt. Auch die Datierungen dieser Vorgänge weichen bei den einzelnen Bearbeitern beträchtlich voneinander ab: Sie reichen vom Eozän bis ins Altpleistozän.

Bei diesen recht widersprüchlichen Auffassungen über die Entstehung „der weiten Hochfläche“ (PAECKELMANN 1938, S. 6) scheint es gerechtfertigt, dieses Gebiet einer neuen Untersuchung zu unterziehen.

### 2. Das Untersuchungsgebiet

Mit Ausnahme von MEINECKE (1964, 1966) haben sich die oben angeführten Bearbeiter bei der Erklärung des Formenschatzes der Iserlohner Kalksenke auf die „hochtalähnliche Fläche“ (WIRTH 1970, S. 579) bzw. die Hönne-Terrassen be-

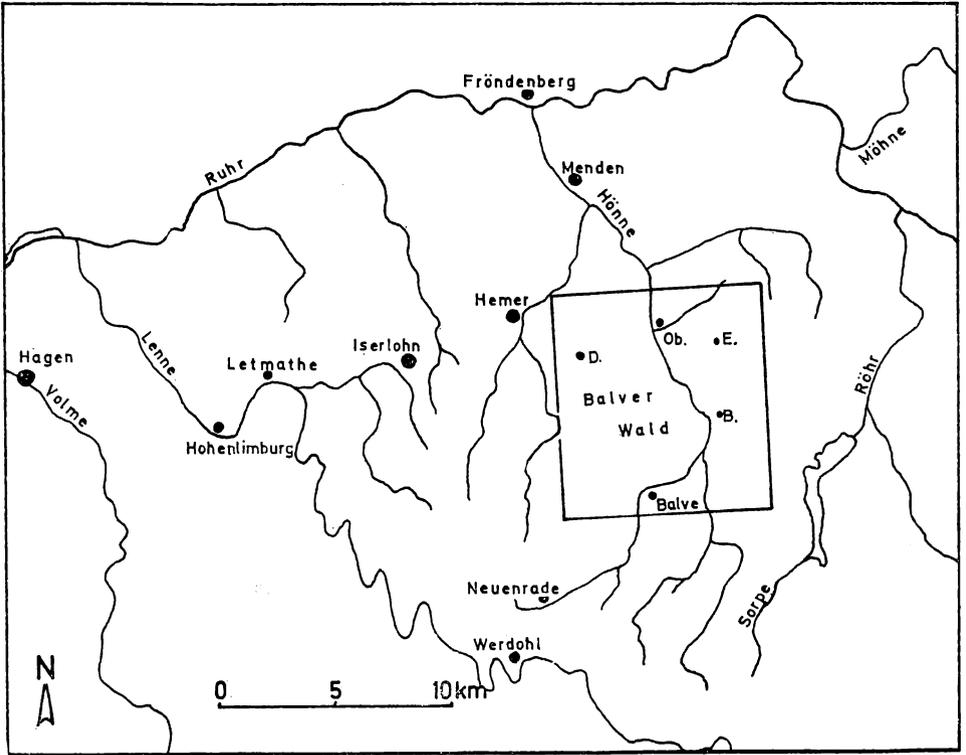


Abbildung 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

D. = Deilinghofen  
 Ob. = Oberrödinghausen  
 E. = Eisborn  
 B. = Beckum

schränkt. Der Schwerpunkt meiner Untersuchung liegt ebenfalls im Massenkalkgebiet zwischen Balve im Süden, Oberrödinghausen im Norden, Iserlohn im Westen und Eisborn im Osten. Jedoch muß die Entstehung der Iserlohner Kalksenke in einem größeren Rahmen gesehen werden: Sie hängt eng mit der Entwicklung des gesamten nördlichen Sauerlandes zusammen. Es ist daher unbedingt erforderlich, bei der Untersuchung der Massenkalkverebnung auch die Genese der sie umgebenden Gebiete mit in die Überlegungen einzubeziehen. Das weitere Arbeitsgebiet umfaßt deshalb den zwischen der Lenne im Süden und Südwesten, der Ruhr im Norden und Nordwesten und dem Röhrtal im Osten gelegenen Teil des Sauerlandes (Abb. 1).

### 3. Die geologischen Verhältnisse

Die geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes (Abb. 2) sind in den Arbeiten von PAECKELMANN (1938), ROSENFELD (1961), SCHÜRGER (1964) und ZIEGLER (1970) ausführlich beschrieben worden, so daß hier nur das Wesentliche kurz zusammengefaßt werden soll. Die Iserlohner Kalksenke stellt den nördlichen Flügel des nach Nordosten abtauchenden Remscheid-Altenaer-Sattels dar, dessen Kern, die mitteldevonischen Honseler Schichten, den Balver Wald aufbaut. Daran lehnen sich im Nordosten die oberdevonischen Massenkalken an. Sie bilden eine etwa 2—3 km

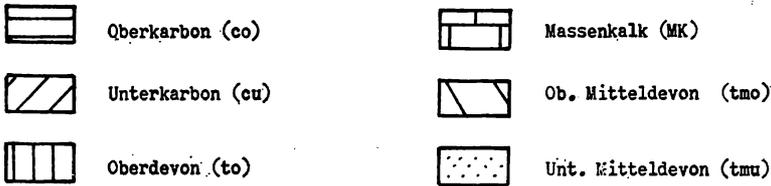
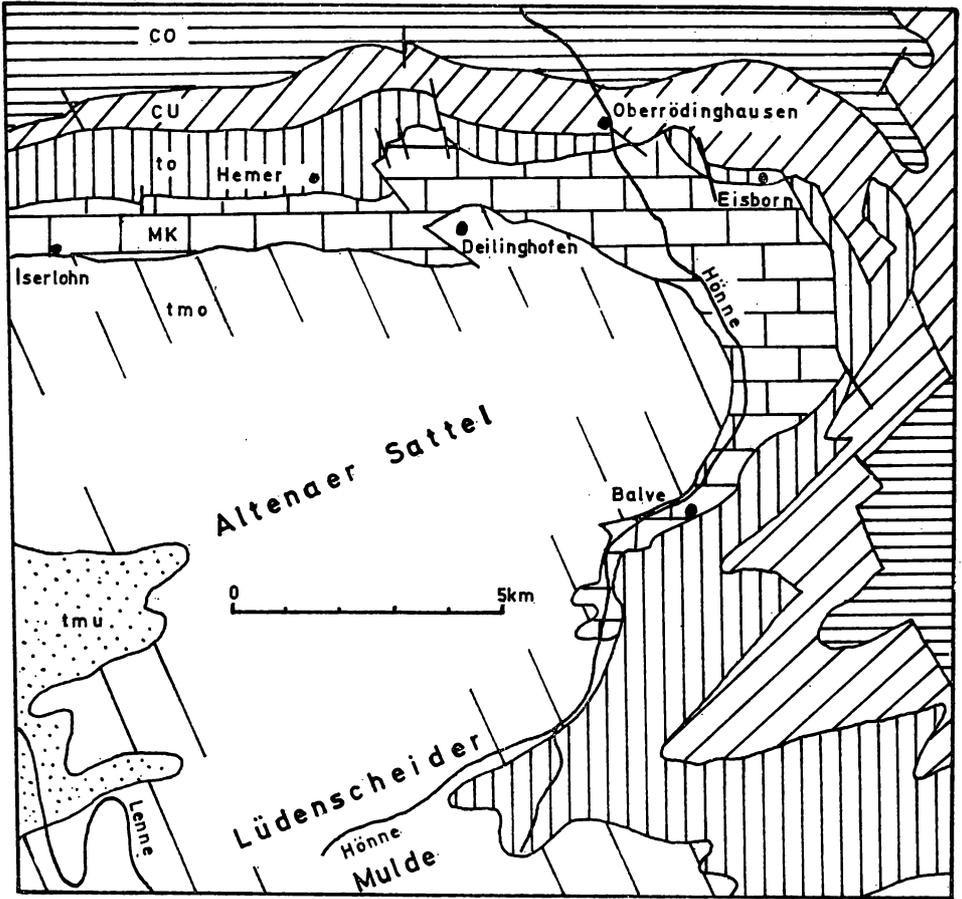


Abbildung 2. Geologische Übersichtskarte (nach ROSENFELD, 1961)

breite Senke, die im Norden und Osten um etwa 50–100 Meter von den oberdevonischen und unterkarbonischen Kieselschiefern überragt wird. Die Schichten des SW–NE streichenden Sattels fallen mit etwa  $30^\circ$  nach Nordosten ein. Im Süden geht der Remscheid-Altenaer-Sattel in die Lüdenscheider Mulde über, die durch den Sattel von Affeln-Altenaffeln in zwei Teilmulden gegliedert wird (ZIEGLER 1970, S. 21 f.).

Am Aufbau der Oberflächenformen sind somit morphologisch unterschiedlich harte Gesteine wie Ton- und Grauwackenschiefer, Grauwacken, Schiefer, massige, fast reine Kalke und Kieselkalke beteiligt.

#### 4. Die orographischen Verhältnisse

Die in ca. 500 Meter gelegenen Erhebungen des Balver Waldes und des Lennegebirges fallen steil zur etwa 280 Meter hohen Iserlohner Kalksenke ab. Nördlich an den W-E-streichenden Massenkalkzug schließt sich, von etwa 340 auf 120 Meter zur Ruhr hin stufenförmig abbrechend, das stark zerschnittene Mendener Hügelland an.

Der allgemeinen Abdachung folgend, fließen die meist senkrecht zum Streichen der Schichten angelegten Täler der Sorpe, Hespe, Wellingse, Hönne und des Heppinger Baches der Ruhr zu.

Auf einer Höhenschichtenkarte des Untersuchungs-Gebietes (Taf. I) zeichnen sich der Einzugsbereich der Hönne und die Hönne selbst durch folgende Charakteristika aus:

1. Im Gegensatz zu allen anderen Flüssen des nördlichen Sauerlandes ist das Tal der Hönne im Oberlauf relativ breit (s. Verlauf der 300-m-Isohypse in Taf. I). Zwischen Binolen und Oberrödinghausen ist das Tal etwa 60 m tief, nahezu klammartig, in den Massenkalk eingeschnitten (s. Verlauf der 200-m-Isohypse in (Taf. I). Nördlich von Oberrödinghausen hat sich die Hönne abermals ein breites Muldental geschaffen.

2. Die Wasserscheide zwischen Ruhr und Lenne verläuft asymmetrisch. So ist die rund 450 m hochgelegene Wasserscheide nur einen Kilometer von der Lenne, aber knapp 20 Kilometer von der Ruhr entfernt. Trotz des starken Gefälles der rechten Lenne-Nebenflüsse — der Höhenunterschied zwischen Lenne-Aue und Wasserscheide beträgt 270 m — ist es noch nicht zu Flußanzapfungen gekommen (s. Taf. I).

##### 4.1. Verebnungsreste

Innerhalb des weiteren Untersuchungsgebietes sind Reste verschiedener Verebnungsflächen erhalten, die stellenweise von mehreren Meter mächtigen, hellen Lehmen bedeckt sind (ZIEGLER 1970, S. 97). Die von HEMPEL (1962) im Balver Wald ermittelte Abfolge<sup>1)</sup> der Flächenreste, die nicht strukturbedingte Sonderformen, sondern echte Skulpturformen darstellen (S. 14), kann mit geringen Abweichungen auf das gesamte Arbeitsgebiet übertragen werden. Dabei fällt eine Konzentration bestimmter Niveaus in einzelnen Gebieten auf:

##### 1. Die $\pm 560$ m-Fläche

Die höchste Erhebung, die isolierte Kuppe des Balver Waldes (546 m ü. NN), stellt den nördlichsten Rest der  $\pm 560$  m-Verebnungsfläche dar, die vor allem im Südosten noch in größerer Verbreitung (Denstenberg 560 m, Am Knapp 561 m, Saal 556 m, Eggenberg 550 m, Almert, Dalberg, Hohe Haardt 570 m) erhalten ist.

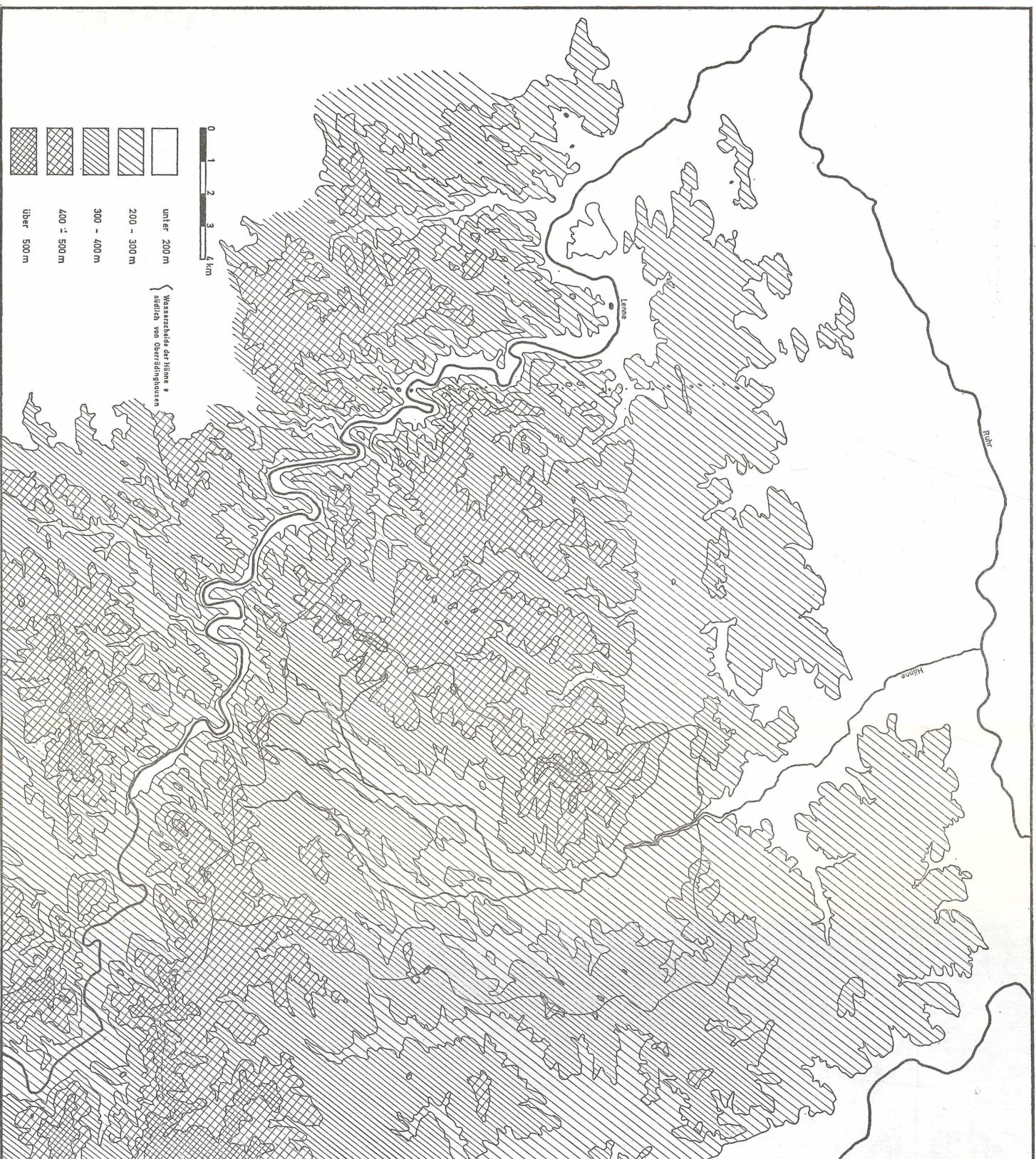
##### 2. Die $\pm 500$ m-Fläche

Dieses Niveau ist vor allem im Balver Wald (Kohlberg 512 m, Hohe Sundern 507 m, Leveringhausen 504 m, Homert 512 m, Kl. Hemberg 497 m, zwischen Evingsen und Ihmert 495–502 m u. a.) ausgebildet.

##### 3. Die $\pm 470$ m-Fläche

Die  $\pm 500$  m-Fläche geht mit einer deutlichen Stufe in das  $\pm 470$  m-Niveau

<sup>1)</sup> HEMPEL hat im Balver Wald folgende Niveaus unterschieden: 500–520 m, 460 m, 420 m, 310–280 m.



Tafel I. Höhendichtenkarte des Untersuchungsgebietes.



über. Reste dieser Verebnung sind außer im Balver Wald (nördlich Dahlsen 460 m, Lohberg 473 m, Wocklum 460 m u. a.) auch im südlichen Wasserscheidenbereich (Brandige Kopp 471 m, Ringelberg 464 m, westl. Homert 460 m u. a.) und im Nordosten (Effenberg 453 m ü. NN) vorhanden.

#### 4. Die $\pm 400$ m - Fläche

Wesentlich weiträumiger verbreitet sind die rund 400 m hohen Verebnungsreste. Sie überspannen das gesamte Arbeitsgebiet und bilden vor allem die Wasserscheide zwischen Hönne und Sorpe (Ahlenberg 394 m, Höverle 408 m, Dasberg 398 m). Am Rande des Steilabfalls des Balver Waldes läßt sich dieses Niveau nur vereinzelt nachweisen (Fröndenberg 390 m, Mühlenberg 400 m, Binoler Berg 400 m, Königsberg 390 m, Hemer Berg 400 m u. a.).

#### 5. Die 340—375 m - Fläche

Die nächsttieferen Flächenreste zeigen im Bereich des Hönne-Einzugsgebietes ein deutliches S-N-Gefälle von etwa 375 auf 340 m ü. NN. Im Süden gehören u. a. zu dieser Verebnungsfläche: Stellenberg 373 m, Boberg 376 m, Ebberg 377 m, Hahnenberg 370 m, Roland 374 m, Auf'm Haar 370 m; im Norden: Das Beil 335 m sowie die stark zerschnittene nördliche Umrahmung der Iserlohner Kalksenke in rund 340 m ü. NN.

#### 6. Die Hauptverebnung in 290—300 m ü. NN

In die nur noch in isolierten Resten vorhandenen Verebnungsflächen der 550 m-, 500 m-, 470 m-, 400 m- und 375—340 m-Niveaus ist die rund 300 m hohe Hauptverebnung vor allem im Massenkalk zwischen Iserlohn und Balve ausgebildet.

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet, zwischen Hemer im Westen, Eisborn im Osten und Balve im Süden, ist in die Hauptverebnung eine flache, von rund 300 m bis auf 250 m sanft abfallende Mulde eingesenkt, in die die Hönne eine bis zu 60 m tiefe Schlucht eingeschnitten hat. Bei Oberrödinghausen durchbricht der Fluß in einem Engtal die sonst geschlossene Umrandung der Iserlohner Kalksenke.

Wie auch die Höhenschichtenkarte (Taf. I) zeigt, bleibt das Niveau der Hauptverebnung nicht nur auf den Massenkalkzug beschränkt, sondern ist auch südlich von Balve und nördlich von Oberrödinghausen in Schiefen, Sandsteinen und Grauwacken vorhanden. Bei Balve tritt allerdings eine deutliche Verschmälerung des Niveaus ein, das hier terrassenähnliche Gestalt annimmt und von der 375 m-Verebnung überragt wird.

Nördlich von Oberrödinghausen dagegen ist das 290—300 m-Niveau, das durch die 340 m-Fläche (Seilerberge, Hoppenberg) von der Iserlohner Kalksenke getrennt wird, aufgrund einer intensiven pleistozänen Zerschneidung nur noch in Resten erhalten. Sieht man von der gesteinsbedingten Anlage der Hauptverebnung im Massenkalk ab, so liegen bei allen anderen Flächenresten echte Strukturformen vor, die Schichten verschiedener Widerständigkeit schneiden. Die einzelnen Niveaus sind demnach unter Abtragungsbedingungen entstanden, bei denen sich die Gesteinsunterschiede zwischen Kalken, Schiefen, Sandsteinen und Grauwacken morphologisch nicht ausgewirkt haben.

### 5. Karst- und Verwitterungserscheinungen im Massenkalk

Im folgenden soll die Genese der um etwa 50 m in die Hauptverebnung eingetieften „hochtalähnlichen Fläche“ näher untersucht werden. Verwitterungsbildungen,

Tabelle 1. Analysenergebnisse ausgewählter Verwitterungsbildungen (s. Fußnote 2).

Probe	Korngrößenanalyse in %			Partielle Bausch- analyse in %			Farbe trocken - feucht	Ton- mine- rale <sup>a)</sup>	Art des Materials Entnahmeort
	Ton <0,002	Schluff 0,002-0,06	Sand 0,06-2mm	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>			
FM1	39	35	24	1,9	30,2	2,3	7,5YR 4/6- 5YR 4/4	0	Rotlehm des "Felsenmeeres"
FM2	29	61	10	6,7	9,1	3,0	5 YR 4/6- 5YR 3/4	0	Rotlehm des "Felsenmeeres"
FM3	31	57	10	6,1	25,8	1,6	7,5YR 5/6- 5YR 4/4	0	Rotlehm des "Felsenmeeres"
ObII	78	18	2	5,9	11,9	1,2	7,5YR 5/6-7,5YR 4/4	+	Schlottenfüllung/Ober Rödigh.
B 4	96	1	2	5,6	12,5	1,3	10 YR 6/4-7,5YR 4/4	0	Schlottenfüllung/Beckum
A 1	50	32	18	4,9	5,6	1,4	10 YR 6/6-10 YR 6/8	+	terra fusca/Ober Rödighausen
A 3	53	31	15	6,9	24,8	0,9	5 YR 5/4-5 YR 4/6	+	terra fusca/Ober Rödighausen
H 3	49	30	20	5,3	6,9	2,3	10 YR 3/4-10 YR 3/4	-	terra fusca/Helle
B 1	18	70	10	6,8	7,2	1,7	10 YR 7/1-10 YR 5/2	+	Dolinenfüllung/Beckum
B 2	29	65	4	5,3	7,2	1,0	10 YR 6/6-10 YR 5/4	+	Dolinenfüllung/Beckum
S 5	6	6	87	nicht durchgeführt			5 YR 7/6-2,5YR 6/6		Dolinenfüllung-Oligozäner Meeressand/Beckum

a) 0: Kaolinit; +: noch Chlorit, kein Kaolinit; -: kein Chlorit, kein Kaolinit

Höhlen-, Schlotten- und Dolinenfüllungen im Bereich des Massenkalkes haben zu den recht unterschiedlichen Auffassungen über Alter und Art der Entstehung der Iserlohner Kalksenke geführt:

1. PAECKELMANN hat die hellgrauen Tone, die meist zusammen mit gebleichtem Kieselschieferschutt zwischen 270 m und 380 m, vor allem in der Nähe von Eisborn vorkommen, als Verwitterungsbildungen eines „tropischen, feuchten Klimas der Alttertiärzeit“ (1938, S. 37) gedeutet und deshalb die Mulde als Rest der präoligozänen Rumpflfläche des Rheinischen Schiefergebirges angesprochen.
2. In zwei Arbeiten hat WIRTH (1964, 1970) unterkretazische Spaltenfüllungen westlich von Eisborn beschrieben und das „heute als Hochtal erscheinende Massenkalk-Verbreitungsgebiet“ (S. 412) als Relikt eines mindestens unterkretazischen Poljes (s. 1970, S. 587, Fußnote) interpretiert.
3. STORK (1958) hat in seiner Dissertation Teile der Hauptverebnung als Rest der Hönne-Hauptterrasse erklärt und aus dem Umbiegen der Verebnung nach Westen auf einen ursprünglichen Lauf der Hönne vom Klusenstein ab in Richtung Iserlohn geschlossen. Die hohe Lage der Hauptverebnung zwischen Deilinghofen und Apricke (rund 280 Meter) wurde von STORK auf spätere Hebungsvorgänge zurückgeführt.
4. In zwei Aufsätzen hat sich MEINECKE (1964, 1966) mit der Iserlohner Kalksenke auseinandergesetzt und zwischen einem höheren, pliozänen Teil und einem tieferen, oberpliozänen Teil unterschieden. Seine Trennung beruht auf dem „bemerkenswerten Farbwechsel“ (1964, S. 15) der Verwitterungsbildungen: „Da die Terrarossa stets in höherer Lage als der Gelblehm auftritt, wird sie als die ältere, der Gelblehm als die jüngere Verwitterungsart aufgefaßt“ (1966, S. 715). Abgesehen von der Lage und dem „deutlichen Farbwechsel“ werden keine weiteren Unterscheidungsmerkmale für die beiden Verwitterungsbildungen genannt.

Um eine Klärung dieser teilweise recht widersprüchlichen Angaben herbeizuführen, sind die Korngrößenzusammensetzung, der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und SiO<sub>2</sub>-Anteil, der Tonmineralgehalt von Schlotten- und Dolinenfüllungen sowie Verwitterungsbildungen der muldenartigen Senke bestimmt<sup>2)</sup> worden. Bei nahezu allen untersuchten Verwitterungsarten, die z. T. in gleicher Höhe entnommen worden sind, treten große Abweichungen in der Farbe, in der Korngrößenzusammensetzung und im Eisen- und Kaolingehalt auf (Tab. 1).

Die Farbe der Kalk-Verwitterungsresiduen — sie reicht von orange über dunkelrot bis rötlichbraun — geht sowohl auf Fremdmaterial-Beimengungen (verwitterter

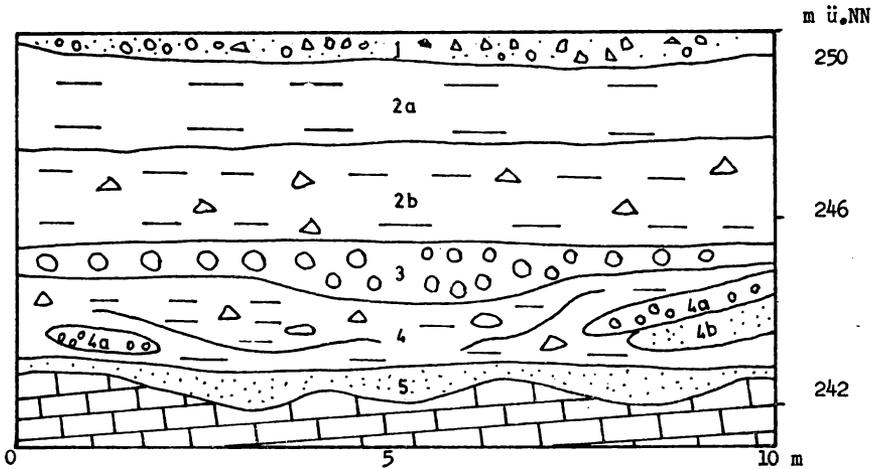
<sup>2)</sup> Die Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und SiO<sub>2</sub>-Bestimmungen wurden freundlicherweise von Frau R. KULLMANN und Herrn Dr. K. H. PFEFFER, Geographisches Institut der Universität Frankfurt, die Tonmineraluntersuchungen von Herrn Dr. G. STADLER, Geologisches Landesamt in Krefeld, und die Korngrößenanalysen von Herrn D. BRAMKE, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf, durchgeführt. Für die Reinzeichnung der Tafel und der Abbildungen danke ich Herrn P. DACH.

Kieselschiefer, Löß) als auch auf unterschiedliche Eisenanreicherung zurück. Bei nahezu konstantem  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt schwankt der  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Anteil zwischen 5,8 % und 30 %. Es muß daher mit Eisenumlagerungen gerechnet werden. Eine Abhängigkeit zwischen hohen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Werten und hohem Tongehalt besteht nicht. Die Tonmineralzusammensetzung weist ebenfalls erhebliche Unterschiede auf. Neben Verwitterungsbildungen, die noch Chlorite, aber keine Kaolin-Mineralen besitzen, gibt es Rotlehme, die keinen Chlorit, aber deutliche Mengen an Kaolinit enthalten.

Neben den von WIRTH (1964) beschriebenen, unterkretazischen Sedimenten und den altpleistozänen Schottern scheinen demnach auf der Hauptverebnung alle Varianten der tertiären Verwitterung vorzuliegen. Die Aussagekraft dieser Sedimente wird durch ihre z. T. mehrfache Umlagerung eingeschränkt, nur in wenigen Fällen kann von einer autochthonen Lage des Verwitterungsmaterials ausgegangen werden. Vor allem die kaltzeitlichen Solifluktionvorgänge haben eine starke Vermischung der oberflächlichen Ablagerungen hervorgerufen. Um daraus resultierende eventuelle Fehldeutungen zu vermeiden, ist es angebracht, Lage und Genese der einzelnen Sedimente näher zu analysieren:

### 5.1. Die Deckschichten auf Kalkstein

Die „hochtalähnliche Fläche“ wird von mehr oder weniger mächtigen Verwitterungsbildungen des Massenkalkes bzw. von Fremdmaterial bedeckt. Bei der Aus-



- 1 Solifluktionsdecke, Kulturschutt
- 2a Lößlehm
- 2b Lößlehm mit einzelnen Schottern vermischt (A7)
- 3 Schotterkörper
- 4 Lößlehm (A5)
- 4a Schotterlinse
- 4b grauer, schluffiger Ton (A1)
- 5 terra fusca (A3) auf anstehendem Kalk

Abbildung 3. Aufschlußprofil der Deckschichten westlich Eisborn.

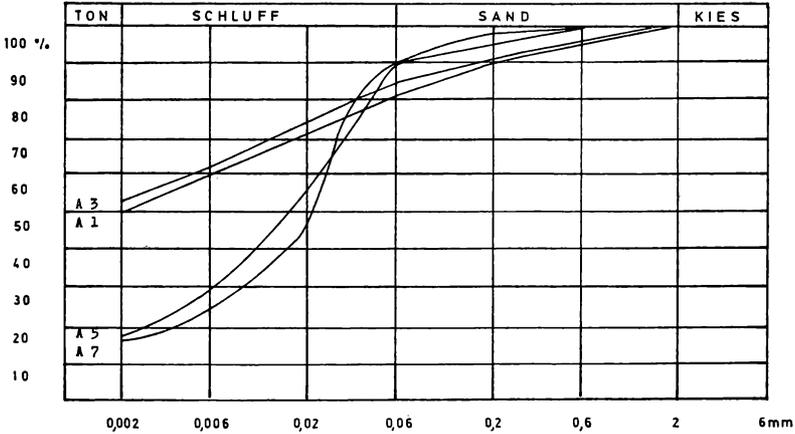


Abbildung 4. Logarithmische Summenkurven der Korngrößen verschiedener Proben aus den Deckschichten westlich Eisborn.

weitung der Steinbrüche werden diese Sedimente abgeräumt und die stark verkarstete Kalkoberfläche freigelegt. Westlich von Eisborn ist im Sommer 1972 folgendes sieben Meter mächtige Profil (Abb. 3, 4) eines Dellentälchens aufgeschlossen gewesen: Auf der buckligen Oberfläche des Anstehenden liegt über einem 5–15 cm mächtigen Band schluffigen Tons (A 3) ein etwa 1,50 m mächtiger gelbbrauner Lehm (A 5), in den einzelne, grobe Schotter bzw. Schotterlinsen sowie Schichten grauen (A 1) und roten, schluffigen Tons keilförmig eingelagert sind. Auf diese stark verwürgten Sedimente folgt diskordant ein 50–75 cm mächtiger Schotterkörper, der taschenförmig in den liegenden Lehm eingeschnitten ist. Den Abschluß bildet ein 5 m mächtiger, mit groben Kalkbrocken und einzelnen Fließerdebändern durchmischter Lößlehm (A 7), der in einen etwa 25 cm mächtigen Deck- und Kulturschutt übergeht.

In dem etwa 100 m langen Aufschluß ist die oben beschriebene Ablagerungsfolge nicht nur auf den Delleneinschnitt beschränkt, sondern am ganzen Hang ähnlich zusammengesetzt.

Mit Ausnahme des schluffigen Tons der Probe A 1, der umgelagerten, chlorithaltigen, jedoch kaolinitfreien Braunlehm (terra fusca) darstellt, handelt es sich sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Schotterkörpers um einen mit Geröllern vermischten Lößlehm, dessen Farbe sich nicht wesentlich von der der terra fusca unterscheidet. Es liegt daher nahe, daß der von MEINECKE als jüngere Verwitterungsart des Kalkes gedeutete Gelblehm umgelagerter Löß ist, wie auch bereits seine Einschränkung: „Ob und wieweit Löß an der Bildung des Lehms beteiligt ist, bedarf noch besonderer Untersuchung“ (1966, S. 720), zeigt.

In gleicher Höhe, in rund 260 m, ist im Steinbruch Helle folgendes Profil (Abb. 5, 6) aufgeschlossen: Über einer angeschnittenen Doline, die ausschließlich mit terra fusca (H 5) vermischten, schlecht gerundeten Kieselschiefern mit einzelnen Sand- und Tonlinsen verfüllt ist, folgt ein etwa 0,50–0,75 m mächtiges Braunlehm-Band (H 3), das mit einem 5 cm mächtigen, humosen Horizont abschließt. Dieses gelbbraune, schwach kieshaltige Tonmaterial geht in einen zwei Meter mächtigen Lößlehm (H 1 u. 2) über, in den einzelne gelbe, sandige Lagen eingeschaltet sind.

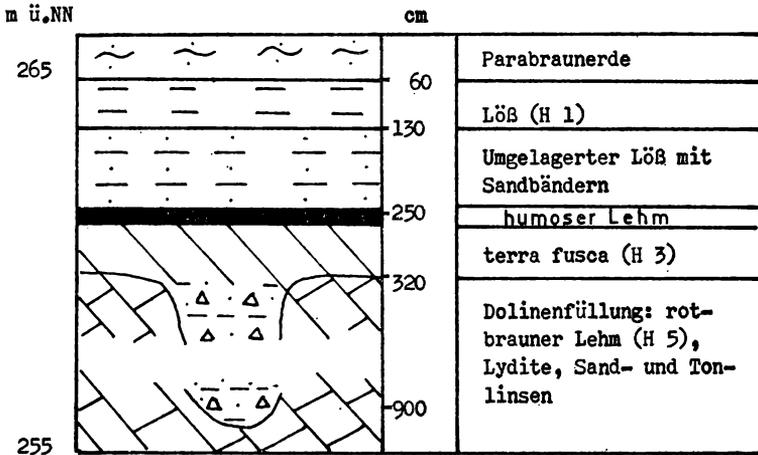


Abbildung 5. Aufschlußprofil der Deckschichten im Steinbruch Helle.

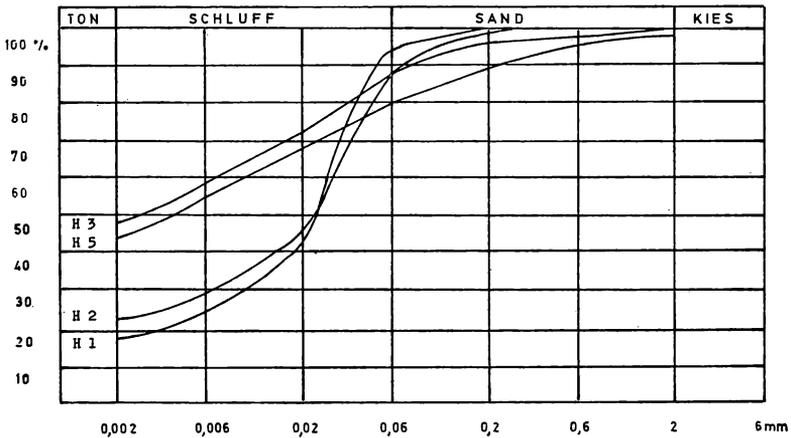


Abbildung 6. Logarithmische Summenkurven der Korngrößen verschiedener Proben aus den Deckschichten bei Helle.

Andere Aufschlüsse sowie Vergleichsbohrungen haben eine weitgehend übereinstimmende Abfolge der Sedimente ergeben:

In die den anstehenden Kalk bedeckenden bis zu 75 cm mächtigen Braunlehme (terra fusca) ist, ebenso wie in die hangenden Lößlehmschichten, sandiges bis geröllhaltiges Material eingelagert. Der terra fusca fehlt im Gegensatz zu den Rotlehmen die Kaolinitkomponente. Es dominieren Glimmer und Montmorillonit; das Eisen liegt in Form von Hydroxiden vor. Der hohe Tongehalt des Braunlehms zwischen 45 und 55 % sowie seine Mächtigkeit und Lage unmittelbar auf dem anstehenden Kalk und unter dem ältesten Schotterkörper deuten auf eine Entstehungszeit im ausgehenden Tertiär hin.

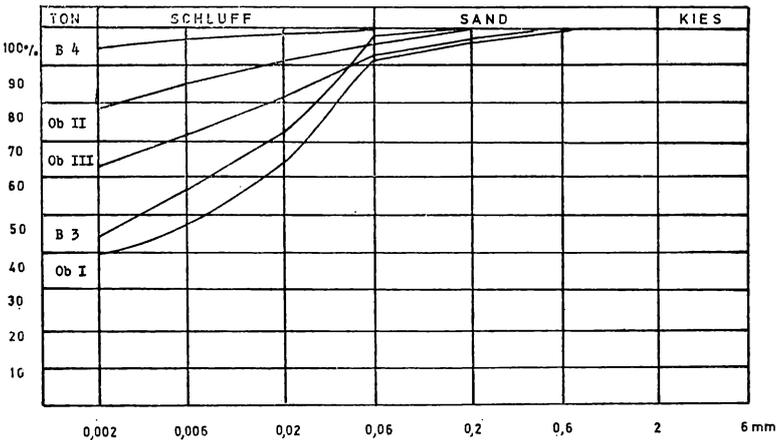


Abbildung 7. Logarithmische Summenkurven der Korngrößen verschiedener Proben aus Schlottenfüllungen.

## 5.2. Genese und Füllung der Karstschlotten

Die Schlottenfüllungen (Abb. 7) bestehen meist aus einem rotbraunen, tonigen Schluff, in dem zuweilen einzelne, kleine Quarzschotter und gebleichter Kiesel-schieferschutt schwimmen. Auch kommen Lehme in sowohl horizontaler als auch vertikaler Wechsellagerung mit Sand- und Schotterbändern vor. Diese Abfolge zeugt von sich mehrfach ändernden Abtragungsbedingungen auf den ehemaligen Land-oberflächen und dem anhaltenden Tiefen- bzw. Seitenwachstum der Schlotten.

Aufgrund der Kaolinitkomponente, Farbe und Korngrößenzusammensetzung wird dieses Kalkverwitterungsmaterial als Rotlehm bezeichnet. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal zwischen terra fusca und Rotlehm ist der höhere Eisengehalt (zwischen 6 % und 30 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) des Rotlehms.

WIRTH hat aufgrund der unterkretazischen Schlottenfüllungen (1964, S. 410 f.) die gegenwärtige Tiefe der Schlotten — einige reichen bis unter das rezente Hönne-Niveau — auf die karsthydrographischen Verhältnisse während der Unterkreidezeit übertragen und daraus geschlossen, daß Beendigung der Schlottenbildung und Beginn der Füllung mindestens in der Unterkreide stattgefunden haben (1964, S. 413). Später soll durch die Sedimente der oberkretazischen Transgression ein „bedeckter Karst“ (1970, S. 586) geschaffen worden sein, der vom Miozän an wieder freigelegt worden sei.

Die gegenwärtige Tiefe der Schlotten bzw. die Lage der Füllungen kann jedoch nicht zur Rekonstruktion der kreidezeitlichen und tertiären Verkarstungsniveaus herangezogen werden (s. auch Abb. 8). Es handelt sich bei diesen Sedimenten um das Verwitterungsmaterial der inzwischen im Bereich der Kalksenke vollständig abgetragenen Altflächen, das in den Schlotten konserviert wurde und mit dem bis heute andauernden Tiefenwachstum nach unten gewandert ist. So geben die unterkretazischen Pollen in den Schlotten nur Hinweise auf die mindestens bis in die Unterkreidezeit zurückreichende Verkarstung in einem heute nicht mehr bestimmbareren Niveau.

Es ist daher nicht möglich, mit Hilfe der verschiedenen Schlottenfüllungen die Entstehungsbedingungen der Iserlohner Kalksenke zu rekonstruieren.

So ist auch die gegenwärtige Tiefe der meisten Schlotten auf die pleistozäne Einschneidung der Hönne zurückzuführen, durch die das Hohlraumssystem bis zum rezenten Vorfluterniveau in die Tiefe wachsen konnte.

### 5.3. Genese und Füllung der Dolinen und Karsttaschen

Während wegen des bis heute andauernden Tiefenwachstums der Schlotten aus ihren Füllungen keine Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen und das Alter der muldenartigen Senke gezogen werden können, ist die Füllung der Dolinen von der Höhe der jeweiligen Oberflächen abhängig. Auf der „hochtalähnlichen Fläche“ fallen zwei Dolinen durch ihre von tiefergelegenen Dolinen abweichenden Füllmassen auf. Im Gegensatz zu allen anderen z. Zt. aufgeschlossenen Karsthohlformen, die vorwiegend mit Rotlehm und terra fusca, in die Fremdmaterialien eingeschaltet sind, verfüllt sind, weisen die große Doline an der Steinbruchkante bei Ober Rödinghausen und die Doline am aufgelassenen Steinbruch bei Beckum allochthones Verwitterungsmaterial auf.

So besteht die etwa 30 m mächtige Füllung der großen Doline bei Ober Rödinghausen (569572/342062, Oberkante bei ca. 290 m ü. NN) ausschließlich aus hellgrünen Tönen und stark gebleichtem Kieselschieferschutt, die den von PAECKELMANN (1938, 36) beschriebenen alttertiären Verwitterungsbildungen entspricht. Diese lassen sich auf dem anstehenden Kalk bis zum Waldrand verfolgen, obwohl heute in unmittelbarer Nähe nirgendwo mehr Tonschiefer anstehen (s. Geol. Karte Blatt Balve 4613, westl. von „Das Beil“). PAECKELMANN hat, wie bereits erwähnt, diese Ablagerungen als „eozäne Verwitterungsbildungen“ gedeutet. Tonmineralogisch handelt es sich „um einen intensiv kaolinisierten  $\pm$  siltig-sandigen Tonschiefer“ (Untersuchungsbericht STADLER), dem aufgrund seiner Tonmineralparagenese Kaolinitserizit durchaus ein alttertiäres Alter zukommen kann.

Am aufgelassenen Steinbruch nördlich von Beckum (569248/342325) ist in 300 m ü. NN eine 20 m tiefe Doline angeschnitten, deren Basis zwei bis drei Meter mächtige, fette Tone bilden. Daran schließt sich eine aus einem mehrfachen Wechsel von hellen, von 0,50 bis 1,50 m mächtigen Sandlagen und 20 bis 30 cm starken Ton- und Lehm-bändern zusammengesetzte, etwa 14 m mächtige, gut geschichtete Füllung an, in die bis zu 10 cm starke, humose Schichten sowie Eisenkrusten eingeschaltet sind.

Durch nachträgliche Sackungen sind die Schichten leicht durchgebogen. Der wiederholte Wechsel sandiger und lehmiger Ablagerungen deutet darüberhinaus eine mehrfache Änderung der Sedimentationsbedingungen an. Den Abschluß der Dolinenfüllung bildet ein etwa zwei Meter mächtiger, gut geschichteter Schotterkörper, der aus sandigen und geröllhaltigen Schichten zusammengesetzt ist. Die Schotter bestehen vorwiegend aus stark verwitterten Kieselschiefeln. Nur die oberen 40 cm des Schotterkörpers sind solifluidal umgelagert.

In den hellen, feinen Sandschichten an der Basis der Doline befinden sich einzelne, gut erhaltene Glaukonitkörner, die ein oberoligozänes Alter der Füllung belegen. Auch in den hangenden Sandschichten kommen Glaukonite vor, die allerdings bereits stärker angewittert und mit gelblichem Eisenhydroxid überzogen sind. Dieser Teil der Iserlohner Kalksenke, das 300 m-Niveau, muß daher bereits vor der oligozänen Meerestransgression bestanden haben. Die in die Sande eingeschalteten Bodenbildungen weisen auf Verlandungsphasen hin, d. h. die Iserlohner Kalksenke hat wahrscheinlich den südlichen Ausläufer des Oligozänmeeres dargestellt. Nach dem end-

gültigen Rückzug des Meeres sind die Sande bis auf Reste in Dolinen vollständig beseitigt worden<sup>3)</sup>; die Verkarstung und Eintiefung setzte sich danach verstärkt fort.

Die Füllungen der unterhalb der Hauptverebnung eingesenkten Karsthohlformen bestehen aus autochthonem Verwitterungsmaterial, das mit fluviatitem Schutt gemischt ist. So zeigt das z. Zt. freigelegte Dolinenfeld südlich des Steinbruchs Ober Rödinghausen folgende Sedimentationsfolge:

Auf den rotbraunen, schluffig-tonigen Verwitterungsrückständen des Kalkes liegt eine mehrere Meter mächtige Schicht aus Lehmen, Sanden und Tonen, die teilweise von Verbraunungszonen, Eisenkrusten und Humusbändern durchzogen wird. Die einzelnen Horizonte können recht unterschiedlich gefärbt sein, stellenweise läßt sich eine Reduktions- und Oxydationszone feststellen (s. auch WIRTH 1970, S. 581 f.). Darüber folgt in einigen Dolinen ein bis zu zwei Meter mächtiger Schotterkörper, der aus schlecht gerundeten, maximal 15 cm großen Schiefer- und Grauwackenbrocken zusammengesetzt ist. Bei Ober Rödinghausen und Helle geht der Schotterkörper in eine 1,50 m mächtige Lössschicht über, die mit einer etwa 0,80 m mächtigen Solifluktsionsdecke abschließt.

Isolierte Schottervorkommen sind bereits von PAECKELMANN (1938, S. 37) und STORK (1958, S. 23) in 240 bis 260 m ü. NN beschrieben worden. Schotterkörper sind gegenwärtig in den Steinbrüchen bei Helle und Ober Rödinghausen in Dolinen, Taschen und Orgeln aufgeschlossen, oder sie liegen dort in  $\pm$  265 m auf der mit terra fusca, Lehmen und Sanden bedeckten Kalkoberfläche. Die etwa 150 cm mächtigen Schotterpakete bestehen vorwiegend aus kantengerundeten Kieselschiefern, Grauwacken und Kalkbrocken und sind als fluviatile, altpleistozäne Ablagerungen zu deuten. Oberhalb der 270 m-Isohypse sind nirgendwo Schotterkörper aufgeschlossen, hier lassen sich nur noch Gerölle in Solifluktsionsschuttdecken feststellen. Das Gefälle der muldenartigen Senke von mehr als 2° und die schluffig-tonigen Lösungsrückstände des Kalkes haben in den pleistozänen Kaltzeiten die Bildung von mächtigen Schuttdecken begünstigt, in denen Lößlehm-Schichten mit Geröllagen vermischt worden sind. Durch diese Vorgänge ist die stark reliefierte Kalkoberfläche von einer mehrere Meter mächtigen Deckschicht überzogen worden.

Im folgenden soll versucht werden, die unterschiedlichen Dolinenfüllungen chronologisch zu ordnen, die Ursachen ihrer Ausbildung zu erklären und einen genetischen Zusammenhang zwischen Deckschichten und den Oberflächenformen des Untersuchungsgebietes abzuleiten.

## 6. Die Genese der Iserlohner Kalksenke

Wenn auch karstkorrosive Prozesse bei der Genese der Iserlohner Kalksenke eine entscheidende Rolle gespielt haben, so darf ihre Entstehung nicht isoliert betrachtet werden, sondern muß in die tertiäre Reliefentwicklung des nördlichen Sauerlandes einbezogen werden.

Bereits MEINECKE (1966, S. 716) und HEMPEL (1962, S. 14 f.) haben die höchstgelegenen Flächenreste (Abb. 8) des Untersuchungsgebietes, das 500 m-Niveau, welches von der Kuppe des Balver Waldes um knapp 50 m überragt wird, mit da-

<sup>3)</sup> Wenn heute auf den meisten Flächen des Rheinischen Schiefergebirges mächtige Verwitterungsböden fehlen, darf deshalb daraus nicht unmittelbar auf ein „intermediäres Klima“ geschlossen werden (s. BIRKENHAUER, zuletzt 1972), vielmehr muß eine nahezu vollständige Abtragung dieser Sedimente in Betracht gezogen werden.

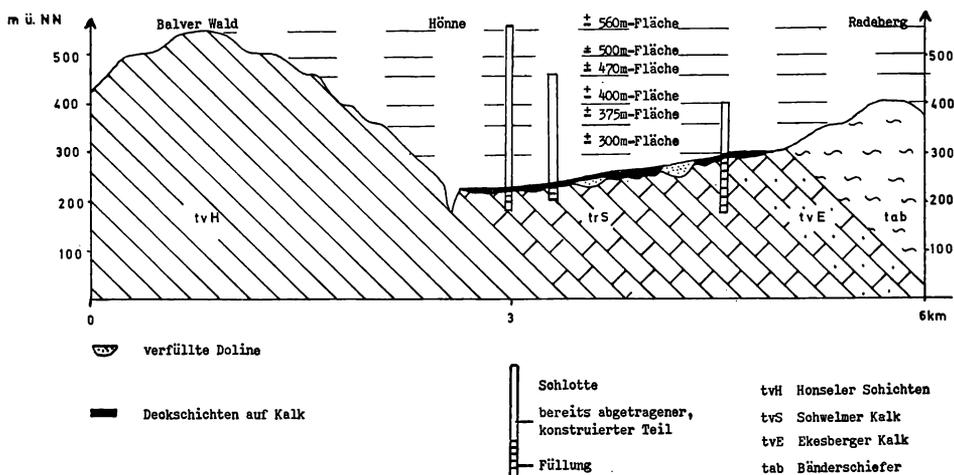


Abbildung 8. Schematisches West-Ost-Profil zwischen Balver Wald und Radeberg.

tierbaren Verebnungsresten des Rheinischen Schiefergebirges zu korrelieren versucht und ihnen ein oberoligozänes Alter zugewiesen. Die nächsttieferen Niveaus, die 460 m-, 400 m- und die 340 bis 375 m-Fläche, werden ins Miozän gestellt (vgl. HEMPEL 1962, S. 15 und NEUMANN 1935, S. 329 f.).

Diese Datierung läßt sich jedoch wegen der oligozänen Meerestransgression auf dem 300 m-Niveau nicht mehr aufrechterhalten. Die von MEINECKE und HEMPEL auskartierten Verebnungen müssen durchweg älter, mindestens in das Jung- bis Mitteloligozän eingestuft werden.

Aufgrund des allgemeinen Formenschatzes des nördlichen Sauerlandes, der Abfolge der Deckschichten und des Füllmaterials der Dolinen liegt folgende Genese der „muldenartigen Senke“ nahe:

Nach Ausbildung des 340–370 m-Niveaus, das als oligozäne Rumpffläche sowohl lösliche als auch unlösliche Gesteine umfaßt, ist es im Massenkalk durch karstkorrosive und vermutlich auch fluviatile Prozesse zur Eintiefung der Hauptverebnung gekommen. Auf diese Verkarstungsperiode weist die Füllung der Doline am Steinbruch Ober Rödinghausen in 290 m aus hellgrünen Tonen und gebleichtem Kiesel-schieferschutt hin, die als Reste der alttertiären Verwitterungsdecke in die Doline eingeschwemmt wurden.

Die Hauptverebnung kann ihrer Form nach auch als Trogfläche im Sinne PHILIPPSONS (1927, S. 3) aufgefaßt werden, die dem Verlauf des Massenkalkzuges folgte und mindestens von Hagen bis Balve gereicht hat. Während des Oberoligozäns wurde diese flache Senke von transgredierendem Meer überspült. Auf mehrere Transgressionsphasen weist der Wechsel von grünlichen Tonen und Lehmen mit den Meeressanden in der Beckumer Doline hin. Auch die Tone und Lehme stellen, wie die tonmineralogische Untersuchung ergab, vorwiegend limnische Ablagerungen dar. Vermutlich hat bereits im Oberoligozän die Iserlohner Kalksenke als ganz flache Senke vorgelegen, in der sich in den Regressionsphasen zunächst noch Seen ausbildeten, die dann allmählich verlandeten. Da Bildung und Füllung der Doline gleichzeitig erfolgten, kommt der Hauptverebnung somit mindestens ein oligozänes Alter zu. Nach dem endgültigen Rückzug des Meeres und der anschließenden Ausräumung

der Meeressande, die lediglich in Karsthohlformen vor der Abtragung geschützt wurden, setzte sich die Verkarstung der Hauptverebnung fort. Sie steht im Zusammenhang mit der Eintiefung weiterer Flächen im Bereich des Vorfluters, die auf die allgemeine Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges seit dem Miozän (vgl. MEINECKE 1964, S. 11 und WIRTH 1970, S. 586) zurückgeführt wird.

Reste dieses Niveaus sind nördlich der Iserlohner Kalksenke in den heute 260 bis 280 m bzw. 240–250 m hohen Verebnungen des Mendener Hügellandes erhalten. HEMPEL hat die 260–280 m Verebnung, die sich nördlich des Massenkalkzuges erstreckt, dem im unteren Pliozän entstandenen Haarweg-Niveau zugeordnet (s. Abb. 8 bei HEMPEL 1962), die sich nördlich daran anschließende Verebnung in 240–250 m hat BÄRTLING (1912) als Reste der oberpliozänen Sonnensteinterrasse angesprochen (vgl. TIMMERMANN 1959, S. 79).

Da zwischen der Hauptverebnung und diesen tiefer gelegenen Niveaus im Bereich der Iserlohner Kalksenke noch keine fluviatile Verbindung bestanden hat — das Durchbruchstal der Hönne bei Ober Rödinghausen ist wesentlich jünger (s. u.) — konnte sich hier die Absenkung des Vorfluters nur indirekt auswirken. Sie hat zwischen Hemer im Westen, Eisborn im Osten und Balve im Süden zu einer karstkorrosiven Eintiefung des östlichen Flügels der Hauptverebnung bis zum heutigen  $\pm 250$  m-Niveau geführt.

Karstmorphologisch ist die entstehende Senke als Polje zu deuten, das im Süden und Norden von den 340–370 m-Verebnungen, im Osten vom 400 m-Niveau und im Westen von der Steilstufe des Balver Waldes begrenzt wurde. Lediglich im Nordwesten zwischen Hemer und Deilinghofen hat die Hauptverebnung eine flache Wasserscheide dargestellt. Hier entstanden im Miozän die mehrere Meter mächtigen Rotlehme des „Felsenmeeres“ bei Hemer (ca. 280 m), die im Wasserscheidenbereich bis zum heutigen Tag vor der Abtragung geschützt wurden. Sie unterscheiden sich von den tiefer gelegenen Kalkverwitterungsresiduen innerhalb der Iserlohner Kalksenke durch ihren hohen Eisen- und Kaolinitgehalt (Tab. 1) und weisen auf die intensiven Verwitterungsbedingungen im Jungtertiär hin, für die zuletzt BIBUS (1971) aus dem südöstlichen Taunus mehrere Belege erbracht hat.

Durch die korrosive Vertiefung des 300 m-Niveaus, dessen Reste nur in der Umrandung der entstehenden Senke erhalten geblieben sind, ist das heutige Erscheinungsbild der Iserlohner Kalksenke im wesentlichen geprägt worden. Aus dieser Zeit stammen auch die Dolinen, Höhlen und Karsttaschen sowie die terra fusca als typische Bodenbildung auf Kalk im ausgehenden Tertiär.

Dieser Eintiefungs- und Bodenbildungsphase folgte eine allmähliche Verschüttung des Poljes durch die in diese flache, stark verkarstete Senke mündenden Bäche. Sie versickerten in Dolinen, Orgeln und Spalten und lagerten dort ihre mitgeführten Sedimente, vorwiegend Sande und Lehme, ab. Vermutlich hat ein verstärkter Schutttransport eine allmähliche Plombierung der Ponore verursacht. Der Wechsel von Ton-, Lehm- und Sandschichten, Podsolierungs- und Vergleyungserscheinungen, sowie die Bildung von Eisenkrusten lassen klimatische Schwankungen während dieser Aufschüttungsphase erkennen. Aufgrund der Pollenfunde von WIRTH (1970, S. 586), der die Füllung einer Höhle westlich von Eisborn untersucht hat, sind diese Vorgänge ins Oberpliozän zu stellen.

Auch die größeren Schotter, die in den liegenden Schichten der Sedimente fehlen, und die den Übergang zu kaltzeitlichen Abtragsbedingungen andeuten, sind vermutlich noch in der geschlossenen Karsthohlform abgelagert worden.

Durch die Deutung der Iserlohner Kalksenke als miozänes bis altpleistozänes Polje können eine Reihe bisher schwerlich zu interpretierender Erscheinungen des Hönnetales befriedigend erklärt werden:

1. WIRTH (1970) hat die Höhenlage der oberpliozänen Sedimente von etwa 275 m als einen „Fixpunkt für die Einstufung bestimmter jungtertiärer Verebnungsflächen in diesem Gebiet“ (S. 587) angesehen. Er steht mit dieser zeitlichen Einordnung allerdings im Widerspruch zu den bereits erwähnten Datierungen von HEMPEL und BÄRTLING.  
Für die Einstufung tertiärer Flächen sind die oberpliozänen Pollen in diesem Niveau nicht geeignet, da es sich um ein lokales Aufschüttungsniveau handelt. Sie zeigen allerdings, daß zumindest im Oberpliozän noch eine geschlossene Karsthohlform vorgelegen haben muß, da sonst der Höhenunterschied zu den nördlich gelegenen gleichaltrigen Verebnungsresten in 240–250 m nicht zu erklären ist.
2. Sowohl die unterschiedliche Lage der ältesten pleistozänen Schotter im Bereich der Iserlohner Kalksenke (bis zu 80 m über der Hönne) und an der Ruhr (nur etwa 40 m über dem heutigen Flußlauf an der Hönnemündung), als auch das Fehlen fluviatiler Gerölle entlang der Hönne auf den 250–270 m-Verebnungen nördlich Ober Rödinghausen, haben zu Spekulationen Anlaß gegeben (vgl. STORK 1959, S. 25 f. und MEINECKE 1964, S. 16). Beide Phänomene lassen sich befriedigend durch die Ablagerung der hochgelegenen Schotter in der noch geschlossenen Iserlohner Kalksenke erklären.

Eine fluviatile Verbindung zwischen dem wesentlich tiefer liegenden Ruhrtal und dem Polje ist deshalb frühestens im Altpleistozän durch rückschreitende Erosion eines Ruhr-Nebenflusses möglich gewesen. Erst nachdem sich dieser Fluß bei Ober Rödinghausen bis zur Kalksenke zurückgeschnitten hatte und somit eine oberirdische fluviatile Verbindung zwischen dem Polje und dem bereits tiefer liegenden, nördlichen Vorland hergestellt hat, kann von einem eigentlichen Hönnetal gesprochen werden.

Die Uranlage der Hönne als Nebenfluß der Ruhr ist demnach nicht wie MEINECKE (1964, S. 14) bzw. WIRTH (1970, S. 587) annehmen, im Miozän bzw. Plio­zän, sondern erst im Altpleistozän erfolgt.

Die tiefe Lage des Vorfluters und vermutlich auch Frostbodeneinwirkungen in den Kaltzeiten, durch die ein Versickern des Wassers verhindert wurde, haben zunächst die teilweise Ausräumung des Lockermaterials und anschließend die schluchtartige Eintiefung der Hönne in das Massenkalkplateau verursacht. Die pliozänen und altpleistozänen Deckschichten konnten sich nur in den Karsthohlformen erhalten, in denen sie vor der kaltzeitlichen Abtragung geschützt waren.

Als dritte Ursache für das pleistozäne klammartige Einschneiden der Hönne in den Massenkalk muß eine junge Heraushebung des Remscheid-Altenaer-Sattels angenommen werden, auf die auch das antezedente Kerbtal der Lenne (NEUMANN 1935) zurückzuführen ist. Eine Schrägstellung des Hönne-Einzugsgebietes steht auch im Einklang mit der nach Norden abnehmenden Höhenlage der tertiären Flächen und dem rezenten Gefällsbruch der Hönne bei Ober Rödinghausen (vgl. STORK 1959, Abb. 3, S. 12).

Im allgemeinen werden die Hebungsvorgänge des Sauerlandes ins Miozän gestellt (vgl. MEINECKE 1964, S. 11 und WIRTH 1970, S. 586). Sie können allerdings

die Kippung der Scholle noch nicht bewirkt haben, da sich sonst das Flußnetz wesentlich früher an die neuen Abdachungsverhältnisse angepaßt hätte. Die Asymmetrie der Ruhr-Lenne-Wasserscheide wäre bei einer bereits miozänen Anlage durch Anzapfung der Oberläufe der der Ruhr zufließenden Bäche längst beseitigt worden.

Bei diesen Nebenflüssen handelt es sich also um junge, pleistozäne Entwässerungslinien, die durch schmale tiefeingeschnittene Kerbtäler gekennzeichnet sind. Der eingangs erwähnte, auffallend breite Oberlauf der Hönne kann deshalb auch nicht allein durch die pleistozäne Talbildung geschaffen worden sein, sondern ist eine Folge der Verkarstungsvorgänge der Iserlohner Kalksenke. Das oberirdisch abflußlose Polje hat für die aus dem Süden kommenden Bäche eine lokale Erosionsbasis gebildet. So sind im Oberpliozän und Altpleistozän die terrassenartigen Verebnungsreste in  $\pm 290$  m Höhe südlich Balve geschaffen worden <sup>4)</sup>. Die unterschiedlichen Talformen der Hönne im Ober-, Mittel- und Unterlauf zeigen somit in ihrer Entwicklung eine enge Abhängigkeit von der ursprünglich geschlossenen Karsthohlform.

## 7. Zusammenfassung

Stark voneinander abweichende Deutungen der Morphologie der Iserlohner Kalksenke gaben den Anstoß zu einer neuen Untersuchung, deren Ziel es ist, den Formenschatz der im oberdevonischen Massenkalk angelegten Senke, ihr Alter und ihre Genese als integrierten Bestandteil der Reliefentwicklung des nördlichen Sauerlandes zu erklären.

In verschiedenen Höhenlagen des weiteren Untersuchungsgebietes lassen sich Verebnungsreste nachweisen, die unterschiedlich widerständige Schichten schneiden (Massenkalk, Kieselkalk, Grauwacken, Schiefer) und somit echte Skulpturformen sind. Die strukturbedingte Kalkmulde ist ca. 50 m tief in die Hauptverebnung (280–300 m) eingesenkt. Um ihre Genese zu rekonstruieren, wurden Verwitterungsbildungen und Füllungen der Karsthohlformen untersucht. Neben unterkretazischen und altpleistozänen Sedimenten weist die Hauptverebnung alttertiäre Ablagerungen auf. Durch solifluidale Umlagerung wurde die ursprüngliche Lage der Sedimente z. T. stark verändert. Die Detailanalyse brachte folgende Ergebnisse:

1. Die Deckschichten auf dem Massenkalk zeigen im unteren Teil bis zu 75 cm mächtige, sehr tonhaltige Braunlehme (terra fusca), für deren Bildung das ausgehende Tertiär angenommen wird. In den hangenden Lößlehm ist ebenso wie in die terra fusca sandiges Material eingelagert.
2. Die Schlottenfüllungen bestehen aus Rotlehm, der von Lehm-, Sand- und Schotterbändern durchzogen wird. Weder vom Füllmaterial noch von der jetzigen Tiefe der Schlotten kann jedoch auf das ursprüngliche Verkarstungsniveau geschlossen werden, da die Füllungen konserviertes Material einer mittlerweile abgetragenen Altfläche darstellen. Unterkretazische Pollen in den Schlotten bezeugen somit lediglich, daß die Verkarstung mindestens in der Unterkreide aktiv war. Wegen des bis heute anhaltenden Tiefenwachstums der Schlotten kann kein Ausgangsniveau rekonstruiert werden.
3. In verschiedenen Höhen wurden voneinander abweichende Dolinenfüllungen festgestellt: In Dolinen des 300 m-Niveaus fanden sich allochthone, alttertiäre, grüne Tone und gebleichter Kieselschieferschutt. An der Dolinenbasis liegende Glaukonitkörner sprechen für ein oberoligozänes Alter der Füllung.

<sup>4)</sup> Genetisch gehören diese Verebnungsreste nicht der Hauptverebnung an.

Das somit oligozäne 300 m-Niveau ist der S-Ausläufer des Oligozänmeeres, worauf in Verlandungsphasen gebildete Böden hinweisen, die in die oberoligozänen Sande eingeschaltet sind. Die Dolinen unterhalb des 300 m-Niveaus weisen autochthone Rotlehme und terra fusca auf, die von fluviatilen, altpleistozänen Sedimenten überlagert werden.

Die Iserlohner Kalksenke wird als gesteinsbedingte Variante innerhalb der allgemeinen Reliefbildung des nördlichen Sauerlandes interpretiert: In die oligozäne Rumpffläche senkte sich im Massenkalkbereich karstkorrosiv die Hauptverebnung ein, die alttertiäre Verkarstungsformen besitzt. Infolge der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges seit dem Miozän wurden in der weiteren Umgebung verschiedene Flächen ausgebildet, zu denen die Kalksenke jedoch noch keine fluviatile Verbindung hatte. Sie ist somit durch indirekte Auswirkung der Vorfluter-Absenkung als miozänes bis altpleistozänes Polje zu deuten. Diese Interpretation wird durch die oberpliozäne Verschüttung der Senke erhärtet.

Für den ursprünglichen Hönnelauf ergibt sich hieraus eine altpleistozäne Anlage, denn das Fehlen von fluviatilen Geröllen entlang der Hönne im 250–270 m-Niveau kann nur durch einen Anschnitt des Poljes nach Ablagerung der Gerölle erklärt werden. Für eine junge Anlage der Hönne und anderer Nebenflüsse der Ruhr spricht ebenfalls die Asymmetrie der Wasserscheide zwischen Lenne und Ruhr. Während sich jedoch alle anderen Entwässerungslinien durch tiefe Kerbtäler auszeichnen, ist der Oberlauf der Hönne sehr breit. Er wird deshalb nicht allein durch pleistozäne, fluviatile Morphodynamik erklärt, sondern ist karstkorrosiv mitgestaltet worden insofern, als das ehemalige Polje bis zum Altpleistozän eine lokale Erosionsbasis gebildet hat.

## LITERATUR

- B ä r t l i n g, R. (1912): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. — Z. dtsh. geol. Ges., Berlin B. Mber., 155–177.
- B i b u s, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. — Rhein-Mainische Forschungen, Frankfurt 74.
- B i r k e n h a u e r, J. (1972): Modelle der Rumpfflächenbildung und die Frage ihrer Übertragbarkeit auf die deutschen Mittelgebirge am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. Geomorph. Berlin, N. F. Suppl. Bd. 14, 39–54.
- H e m p e l, L. (1962): Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland. — Spieker, Münster 12.
- K a m p, H. von (1972): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen, 1 : 25 000, Blatt 4611 Hohenlimburg, mit Erläuterungen. — Krefeld.
- M e i n e c k e, F. (1964): Die Entwicklung des Hönnetales. Veröff. nat.wiss. Ver., Hagen 4, 11–19. — (1966): Das Vorkommen von Terrarossa und Gelblehm auf dem Massenkalk im Sauerland. — Z. dtsh. geol. Ges., Berlin 115, 715–726.
- N e u m a n n, K. (1935): Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. Ges. Erdkde, Berlin 1935, 321–353.
- P a e c k e l m a n n, W. (1938): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 4613 Balve, mit Erläuterungen. — Berlin.
- P h i l i p p s o n, A. (1927): Morphologie der Rheinlande. — Düsseldorfer geogr. Vorträge u. Erörterungen (89. Tagung Dtsch. Naturforscher und Ärzte, 2) Breslau, 1–8.
- R o s e n f e l d, U. (1961): Der Massenkalk des nördlichen Sauerlandes. — Mitt. Verb. dtsh. Höhlen- u. Karstforscher, München 4, 41–64.
- S c h ü r g e r, K. (1964): Zur Geologie des Massenkalkes an der Hönne (Westf.) unter besonderer Berücksichtigung der Faziesbilder. — Decheniana 117, 1–32.
- S t o r k, T. (1958): Das Flußtal der Hönne. — Spieker, Münster 9.

- Timmermann, O. (1959): Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Flußnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. — *Z. Geomorphol.*, Berlin N. F. 3, 63—68.
- Wirth, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. — *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld* 7, 403—420.
- (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld* 17, 577—588.
- Ziegler, W. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 4713 Plettenberg mit Erläuterungen. — Krefeld.

*Anschrift des Verfassers: Wiss. Ass. Dr. Gerd Wenzens, D-4018 Langenfeld, Ludoviciweg 48.*

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1974

Band/Volume: [126](#)

Autor(en)/Author(s): Wenzens Gerd

Artikel/Article: [Morphogenese der Iserlohner Kalksenke 133-150](#)