



TÜBINGER GEOWISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN (TGA)

Reihe C:
Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie

Schriftleitung:
P.Grathwohl, G. Teutsch

Mike Herbert & Georg Teutsch (Hrsg.)

Aquifersysteme Südwestdeutschlands - Eine Vorlesungsreihe an der Universität Tübingen -

TGA, C34, 1997

**Aquifersysteme Südwestdeutschlands
- Eine Vorlesungsreihe an der
Universität Tübingen -**

Mike Herbert & Georg Teutsch (Hrsg.)

*Lehrstuhl für Angewandte Geologie
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Tübingen
Sigwartstraße 10
72076 Tübingen
FRG.*

Herausgeber:

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
der Universität Tübingen
Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen

Schriftleitung der Reihe C:

Lehrstuhl für Angewandte Geologie
Prof. Dr. Peter Grathwohl & Prof. Dr. Georg Teutsch

Redaktion:

Dr. Mike Herbert

ISSN 0935-4948

INHALTSVERZEICHNIS

Ergebnisse geohydraulischer und hydrochemischer Untersuchungen im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes und seiner Randgebiete

Ingrid Stober

1. Untersuchungsgebiete	2
2. Hydraulische Versuche	3
3. Hydraulische Auswertungsergebnisse	4
3.1 Durchlässigkeiten (Transmissivitäten)	4
3.2 Hohlraumanteile (Speicherkoeffizienten)	9
3.3 Strömungsverhalten	9
4. Beobachtete Wasserzutritte	10
5. Hydrochemische Ergebnisse	11
6. Literatur	15

Fließsysteme im Buntsandstein am Beispiel des Pfinztalgrabens

Georg Seufert

1. Einleitung	20
2. Übersicht	20
3. Geologie	22
3.1 Geologische Schichtenfolge	22
3.2 Lagerungsverhältnisse	22
4. Hydrogeologie	25
4.1 Allgemeine hydrogeologische Charakteristik	25
4.2 Grundwasserneubildung	25
4.3 Hydrogeologische Gliederung der Schichtenfolge	25
4.4 Ergiebigkeiten	26
4.5 Quellen	27
4.6 Grundwasserspiegelstände	27
4.7 Hydraulische Verbindungen und Abstandsgeschwindigkeiten	28
4.8 Grundwasserbeschaffenheit	29
4.9 Isotopenphysikalische Zusammensetzung des Grundwassers	29
4.10 Modellvorstellung zur Grundwasserzirkulation	30

Fließsysteme und Karst im Muschelkalk von Nordwürttemberg

Theo Simon

1. Einleitung	34
2. Lithologischer Aufbau des Muschelkalks	34
3. Landschaftsgeschichtliche Entwicklung des Aquifersystems	36
4. Fließsysteme	39
4.1 Schwäbisch-Fränkische Waldberge	39
4.2 Heilbronner Mulde und Hohenlohe	39
4.2.1 Heilbronner Mulde	40
4.2.2 Hohenlohe	41
4.3 Taubergrund	44
5. Karsterscheinungen	46
5.1 Oberirdisch abflußlose Gebiete	47

5.2 Erdfälle	49
5.3 Schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke	49
5.4 Höhlen	52
6. Literatur	53

**Zur Hydrogeologie der Mineralquellen von Stuttgart-Bad Cannstatt und -Berg
(Oberer Muschelkalk)
Wolfgang Ufrecht**

1. Einleitung	58
2. Geologischer Überblick	59
3. Hydrogeologie	61
3.1 Aquifergeometrie und -eigenschaften	61
3.2 Regionale Grundwasserströmung	64
4. Hydrochemie	67
5. Isotopengehalte.....	69
5.1 Sauerstoff-18 und Deuterium	69
5.2 Schwefel-34	71
5.3 Tritium (^3H) und Krypton (^{85}Kr)	72
6. Modell zur Entstehung des Stuttgarter Mineralwasservorkommens	73
7. Literatur	74

**Der Oberjura-Aquifer der Schwäbischen Alb und
des baden-württembergischen Molassebeckens (SW-Deutschland)
Eckard Villinger**

1. Einleitung	79
2. Überblick	79
3. Hydrogeologische Gliederung der Oberjura-Schichtenfolge und der Karstzonen	85
3.1 Schwäbische Alb	85
3.2 Molassebecken	89
4. Geometrie, Merkmale und Kennwerte des Oberjura-Aquifers	90
5. Grundwasserneubildung	94
6. Grundwassernutzung und -qualität	97
6.1 Gebiet der Schwäbischen Alb	97
6.2 Oberjura-Aquifer des Molassebeckens	100
7. Grundwasserschutz und Wasserschutzgebiete im Karst	101
8. Literatur	104

**Ein vereinfachtes quartärgeologisches Modell als Grundlage für ein mathematisch-numerisches
Grundwasserflußmodell im Singener Beckenkomplex (Landkreis Konstanz)
Christa Szenkler, Günter Sotol und Bruno Bertleff**

1. Einführung	110
2. Lage des Untersuchungsgebietes und geomorphologische Verhältnisse	110
3. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse	113
3.1 Geologischer Aufbau	114
3.1.1 Jura und Tertiär	114
3.1.2 Quartär	114
3.2 Hydrogeologische Gliederung.....	120
3.2.1 Grundwasserleiter	121
3.2.2 Zwischenhorizonten	128

3.2.3 Hydraulisch wirksame Fensterbereiche	128
3.3 Grundwasserfließverhältnisse	130
3.3.1 Grundwasserstockwerk E	130
3.3.2 Grundwasserstockwerk CD	133
3.3.3 Karstgrundwasserstockwerk des Oberjura	134
4. Ausblick	134
5. Literatur	135

Hydrogeologie der Lockergesteinsfüllung im Oberrheingebiet im Bereich Karlsruhe

Ralph Watzel

1. Einleitung	138
2. Geologie	139
3. Hydrogeologie	142
3.1 Grundwasserleiter und Zwischenschichten	142
3.1.1 Pliozäne Grundwasserleiter	142
3.1.2 Altquartäre Grundwasserleiter	142
3.1.3 Jungquartäre Grundwasserleiter	143
3.2 Grundwasserstände und Fließverhältnisse	144
3.3 Geohydraulische Kennwerte	145
3.4 Grundwasserhaushalt	146
3.5 Grundwasserbeschaffenheit und Isotopengehalte	147
3.5.1 Grundwasserbeschaffenheit	147
3.5.2 Isotopengehalte	148
4. DV-Bearbeitung der Schichtdaten	149
5. Literatur	151

Konzeption für eine EDV-gestützte hydrogeologische Kartierung

Hans Plum

1. Bedeutung der hydrogeologischen Landesaufnahme	154
2. Die bisherige Kartierkonzeption in Baden-Württemberg	154
3. Anforderung an eine moderne hydrogeologische Kartierung	156
4. Konzeption einer EDV-gestützten hydrogeologischen Kartierung	156
4.1 Das Fachinformationssystem Hydrogeologie	156
4.2 Der Datenbereich	156
4.3 Der Methodenbereich	158
4.4 Einbindung der hydrogeologischen Kartierung in ein FIS Hydrogeologie	158
5. Ausblick	161
6. Literatur	161

TGA	Reihe C	Nr. 34	17 S., 14 Abb., 1 Tab.	Tübingen, Oktober 1997
-----	---------	--------	------------------------	------------------------

Ergebnisse geohydraulischer und hydrochemischer Untersuchungen im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes und seiner Randgebiete

INGRID STOBER*

Zusammenfassung: Die Landschaften, in denen das kristalline Grundgebirge an die Erdoberfläche tritt, sind aus der Sicht der Wasserversorgung Wassermangelgebiete. Dennoch ist das kristalline Grundgebirge nicht undurchlässig oder trocken, wie dies früher vielfach angenommen wurde. Die großen Bäder des Schwarzwaldes (Bad Wildbad, Bad Liebenzell, Bad Säckingen, Baden-Baden, Bad Herrenalb) und zahlreiche Mineralquellen beziehen ihr Wasser aus dem kristallinen Grundgebirge. Aus übertiefen Bohrungen, wie z.B. der mit ca. 12 500 m tiefsten kontinentalen Bohrung Kola in der ehemaligen UdSSR (rußländ. Oblast Murmansk), ist bekannt, daß das kristalline Grundgebirge bis in große Tiefen offene Klüfte besitzen kann, auf denen Wasser zirkuliert.

Ziel dieser Untersuchung war es die Durchlässigkeit des kristallinen Grundgebirges zu erkunden. Dazu wurden die seit den 50-er Jahren in Bohrungen des kristallinen Grundgebirges durchgeführten hydraulischen Versuche ausgewertet, Transmissivitäten bzw. Durchlässigkeiten für Granit- und Gneisgebirge ermittelt und die Fließwege sowie das Strömungsverhalten untersucht.

Die Untersuchung des Chemismus der Grundgebirgswässer erstreckte sich ebenfalls auf zahlreiche Bohrungen im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes und seiner Randgebiete. Das Grundgebirge wurde hydrochemisch detailliert und großregional vergleichend erkundet und mit Analysenbefunden aus anderen Kristallingebieten verglichen. Die Untersuchung erfolgte anhand von bereits vorliegenden hydrochemischen Analysen.

* Anschrift der Autorin: Dr. Ingrid Stober, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i.Br.

1. Untersuchungsgebiete

Gegenstand der Untersuchung ist der kristalline Grundgebirgssockel des Schwarzwaldes und seiner Randgebiete (s. Abb.1). Die Bohrungen sind über den

gesamten Schwarzwald und seine Randgebiete verteilt, wobei das kristalline Grundgebirge teilweise erst unter den mesozoischen Deckschichten angetroffen

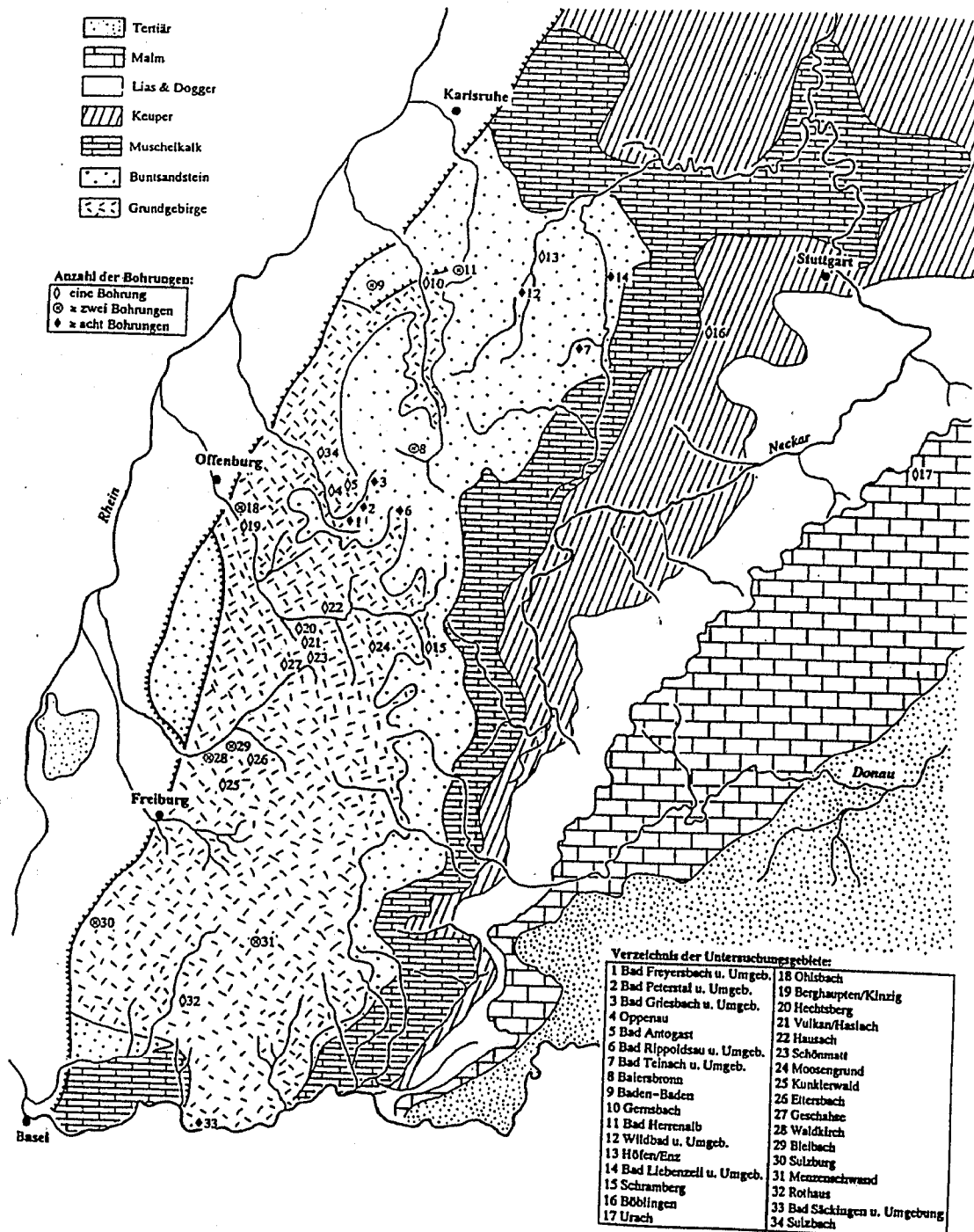


Abb. 1: Verzeichnis der Untersuchungsgebiete und Bohrungen.

wurde (Abb.1). Sie liegen teilweise in reinen Granit- oder Gneisgebirgen, teilweise in Granit-Gneis-Wechselfolgen oder in Gneisgebirgen mit granitischen Einschaltungen. Manche Bohrungen durchfahren Störungszonen, mylonitisierte Bereiche oder Erz- und Mineralgänge, hydrothermal beanspruchte Zonen oder brekziöses, stark zerschertes, geklüftetes Gestein. Die Untersuchung erstreckt sich somit auf die gesamte Vielfalt der im kristallinen Grundgebirge auftretenden Gesteine. Die Bohrungen sind hydraulisch an die verschiedensten Teufenbereiche des kristallinen Grundgebirges angeschlossen. Sie reichen von wenigen Metern bis maximal 3500 m u. GOK.

2. Hydraulische Versuche

Die wichtigsten hydraulischen Versuche zur Ermittlung von Transmissivitäten oder Durchlässigkeitsbeiwerten sind Pump- oder Injektionsversuche, Auffüll- oder Slug-Tests, WD-Tests, Markierungsversuche, das Fluid-Logging-Verfahren und das Gezeitenverfahren.

Die umfangreichsten und qualitativ besten Erkenntnisse über den Aquifer, seinen Aufbau und seine Eigenschaften erhält man aus *Pump- und Injektionsversuchen* [1]. Aus *Auffüll- oder Slug-Tests* können nur Daten aus dem Nahbereich des Brunnens bzw. des Bohrloches gewonnen werden [2]. Dieser ist jedoch häufig durch den Bohrvorgang, den Ausbau des Brunnens u.ä. gestört, so daß er nicht dieselben hydraulischen Eigenschaften wie der Aquifer aufweist. Beim *Fluid-Logging-Verfahren* sind viele Zusatzinformationen und -messungen notwendig. Außerdem beruht das Auswerteverfahren auf sehr einschränkenden Annahmen über den Aquifer [3]. Die aus den *Gezeitenverfahren* gewonnenen Ergebnisse stellen über weite Gebirgsteile integrierte Größen dar, da die Gezeitenkräfte

großräumig auf die gesamte Erde wirken [4]. Die aus *WD-Testen* ermittelten Parameter beruhen auf empirischen, gebietspezifischen Abschätzungen; sie wurden daher in den Untersuchungen nicht berücksichtigt. Geohydraulisch auswertbare *Markierungsversuche* lassen sich im Grundgebirge schwierig durchführen, da die Fließzeiten sehr lange dauern und die Fließwege und -richtungen zumeist nicht genügend bekannt sind [5].

Zahlreiche hydraulische Tests in Bohrungen im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes und seiner Randgebiete wurden ausgewertet, das Strömungsverhalten untersucht und Transmissivitäten bzw. Durchlässigkeiten ermittelt.

In den meisten Fällen lagen Pumpversuche vor, seltener Versuche, die als Slug-Teste zu interpretieren waren. Die ältesten Versuche datieren aus den 50-er Jahren, was allerdings kein qualitatives Kriterium darstellt, da man damals stets bemüht war, bei Pumpversuchen stationäre Verhältnisse (konstanter Absenkungsbetrag) zu erzielen, wodurch die Pumpversuche relativ lange gefahren wurden. Manche Versuche erfolgten im Thermalwasser, was an die Auswertung besondere Anforderungen stellt, wie Korrektur der Wasserstände mittels einer Funktion für die Dichte [6]. Bei Pumpversuchen in Schrägbohrungen mußten die Wasserspiegelmessungen ebenfalls korrigiert werden.

3. Hydraulische Auswertungsergebnisse

Vom vorliegenden Datenmaterial konnten ca. 400 Versuche geohydraulisch ausgewertet werden. Insgesamt liegen derzeit für 155 verschiedene Lokalitäten im kristallinen Grundgebirge berechnete Durchlässigkeitswerte vor. Die Datenqualität gestattete in den meisten Fällen lediglich die Ermittlung von Transmissivitäten, seltener von Speicherkoeffizienten, KlufTKenngrößen u.ä.

Da der hydraulische Gebirgsanschluß von Bohrung zu Bohrung zwischen wenigen Metern und einigen 100 Metern schwankt, können die ermittelten Transmissivitäten nicht unmittelbar miteinander verglichen werden. Die Transmissivitäten (T) wurden deshalb auf die Länge der hydraulischen Teststrecke (H) bezogen und Durchlässigkeiten (T/H) ermittelt.

3.1 Durchlässigkeiten (Transmissivitäten)

Die 153 für das Gneis- und Granitgebirge berechneten Durchlässigkeiten schwanken zwischen $T/H=3,5 \cdot 10^{-10}$ m/s und $T/H=8 \cdot 10^{-5}$ m/s, die ermittelten Transmissivitäten zwischen $T=1,0 \cdot 10^{-7}$ m²/s und $T=4,7 \cdot 10^{-3}$ m²/s. Die Spannweite ist bei beiden Parametern groß. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Durchlässigkeit bzw. die Transmissivität des kristallinen Grundgebirges bis auf Werte ansteigen kann, wie sie für Kiesaquifere typisch sind.

Die für das gesamte kristalline Grundgebirge ermittelten Durchlässigkeiten und Transmissivitäten lassen auf eine logarithmisch normalverteilte Grundgesamtheit schließen (Abb. 2, 3) ebenso wie die Durchlässigkeiten, die ausschließlich für Granit- und Gneisgebirge bestimmt wurden (Abb. 4).

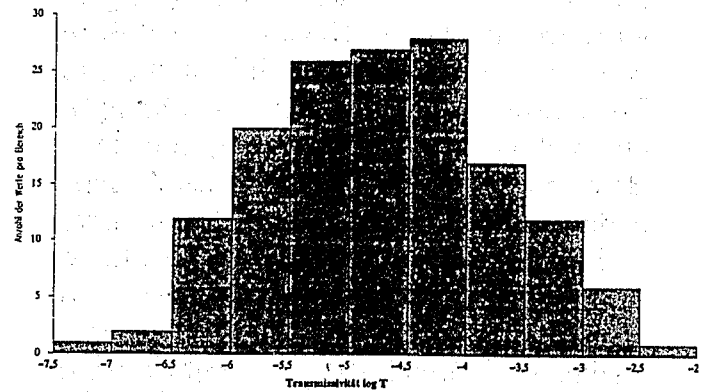


Abb. 2: Häufigkeiten von Transmissivitäten T im kristallinen Grundgebirge.

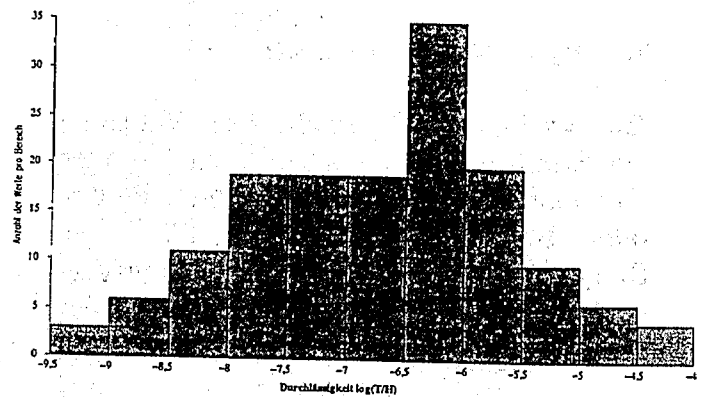


Abb. 3: Häufigkeiten von Durchlässigkeiten T/H im kristallinen Grundgebirge.

Die entsprechenden Mittelwerte lauten:

Gestein	mittl. Durchlässigkeit
	T/H
Kristallin gesamt	$2,14 \cdot 10^{-7}$
Granit	$9,55 \cdot 10^{-7}$
Gneis	$5,01 \cdot 10^{-8}$

Die angegebenen Mittelwerte entsprechen den arithmetischen Mittelwerten aus den logarithmierten Einzelwerten.

Die größten der ermittelten Durchlässigkeiten wurden für Bohrungen im Granitgebirge bestimmt. Die Durchlässigkeiten im reinen Gneisgebirge fallen geringer aus. Die Übergänge sind allerdings fließend. Gneisgebirge mit granitischen Einschüben nehmen eine mittlere Stellung ein. Da bei den zur Verfügung stehenden Daten die Erz- und Mineralgänge nicht gesondert hydraulisch getestet wurden, können für sie keine Durchlässigkeiten angegeben werden.

Die größten Durchlässigkeiten treten in den Granitgebirgen im Raum Bad Wildbad, Bad Liebenzell und Bad

Säckingen auf. Der große Unterschied zwischen Granit und Gneis dürfte jedoch insofern nicht gesteinspezifisch sein, als es auch äußerst dichte Granitbohrungen gibt. Im Granit sind die Minerale relativ gleichmäßig und zufällig verteilt. Er reagiert daher auf tektonische Beanspruchung wesentlich rigider als Gneis, der aufgrund seiner Textur mit den lagig angeordneten Glimmerplättchen elastischer ist. Granit bricht somit unter tektonischer Beanspruchung leichter als Gneis, so daß dort vermehrt Klüfte entstehen.

Verglichen mit anderen Kristallgebirgen scheint der Schwarzwald keine Sonderstellung einzunehmen. Weltweit werden ähnlich hohe bzw. ähnlich geringe Durchlässigkeiten beobachtet (Tabelle 1).

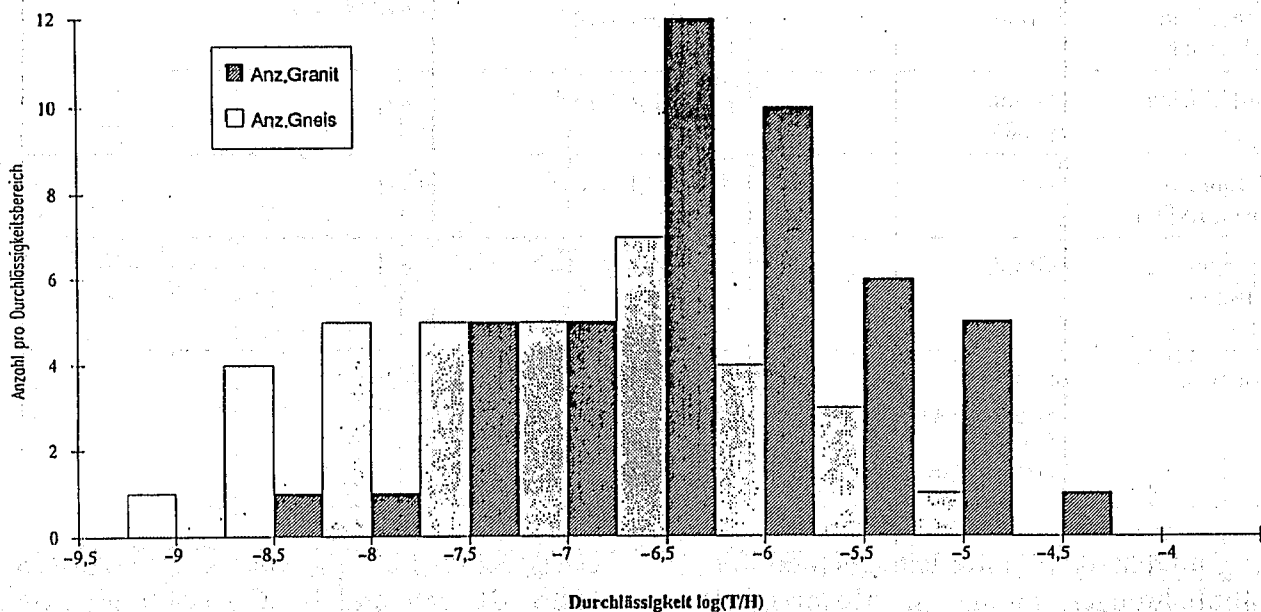


Abb. 4: Häufigkeiten von Durchlässigkeiten T/H in Granit- und Gneisgebirgen.

Tab. 1: Durchlässigkeiten anderer Kristallingebirge.

Lokalität	Gebirge Tiefe (m u. Gel.)	Durchlässigkeit T/H (m/s)	Quelle
Soultz-sous-Forêt, Frankr.	Granit (1.377 bis 2.000)	$1,2 \cdot 10^{-8}$ bis $1,2 \cdot 10^{-7}$	[7]
Böttstein, Schweiz	Granit (315 bis 1.501)	$1 \cdot 10^{-13}$ bis $4 \cdot 10^{-6}$	[8], [9], [10]
Weiach, Schweiz	Gneis (2.020 bis 2.482)	$<9 \cdot 10^{-12}$ bis $6 \cdot 10^{-10}$	[11], [12]
Schafisheim, Schweiz	Granit, Syenit, diorit (1.490 bis 2.006)	$1 \cdot 10^{-13}$ bis $5 \cdot 10^{-6}$	[11, 13]
Kaisten, Schweiz	Gneis (297 bis 1.306)	$1 \cdot 10^{-12}$ bis $3 \cdot 10^{-6}$	[11, 14]
Leuggern, Schweiz	Gneis, Granit (223 bis 1.689)	$1 \cdot 10^{-13}$ bis $2 \cdot 10^{-6}$	[11, 15]
Siblingen, Schweiz	Granit (349 bis 1.522)	$5 \cdot 10^{-11}$ bis $4 \cdot 10^{-4}$	[11, 16]
KTB-VB, Oberpfalz	Gneis (480 bis 4.000)	$2,9 \cdot 10^{-12}$	[3]
Falkenberg, Oberpfalz	Granit (55 bis 500)	$3,0 \cdot 10^{-7}$	[17]
Erzgebirge, Tschechien	Granit	$1 \cdot 10^{-8}$ bis $1 \cdot 10^{-6}$	[18]
Cornwall, England	Granit (1.500 bis 2.000)	$7 \cdot 10^{-12}$ bis $7 \cdot 10^{-11}$	[19], [20], [21], [22]
Stripa Mine, Schweden	Granit	$1 \cdot 10^{-9}$ bis $7 \cdot 10^{-8}$	[23, 24, 25]
südl. Afrika	Granit (<60)	$6 \cdot 10^{-7}$ bis $4 \cdot 10^{-6}$	[26]
Shadnagar basin, Indien	Granit	$7 \cdot 10^{-10}$ bis $7 \cdot 10^{-9}$	[27]
Georgia, Dawson, USA	Granit	$1,4 \cdot 10^{-11}$ bis $2 \cdot 10^{-8}$	[27]
Brasilien	Granit angew. Granit Gneis Granit - Gneis	$2 \cdot 10^{-12}$ bis $0,5 \cdot 10^{-12}$ $1,0 \cdot 10^{-8}$ bis $3,7 \cdot 10^{-6}$ $2 \cdot 10^{-9}$ bis $8 \cdot 10^{-6}$ $5 \cdot 10^{-9}$ bis $4 \cdot 10^{-6}$	[27]

Die Durchlässigkeit aller untersuchten Kristallinbohrungen nimmt in Abhängigkeit vom hydraulisch angeschlossenen Teufenabschnitt geringfügig mit der Tiefe ab (Abb. 5). Im Granitgebirge scheint die Durch-

lässigkeit unabhängig von der Tiefe zu sein (Abb. 8), während im Gneisgebirge eine deutliche Abnahme der Durchlässigkeit mit der Tiefe vorliegt (Abb. 6, 7).

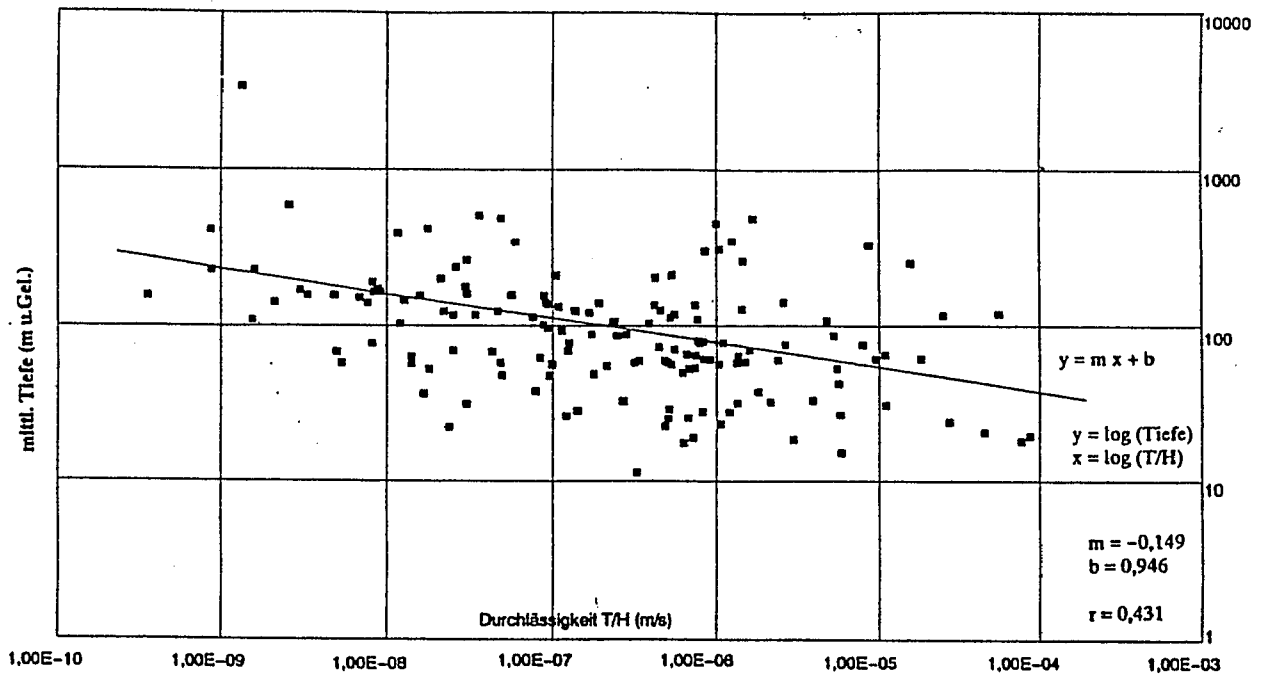


Abb. 5: Tiefenabhängigkeit der Durchlässigkeit T/H im kristallinen Grundgebirge.

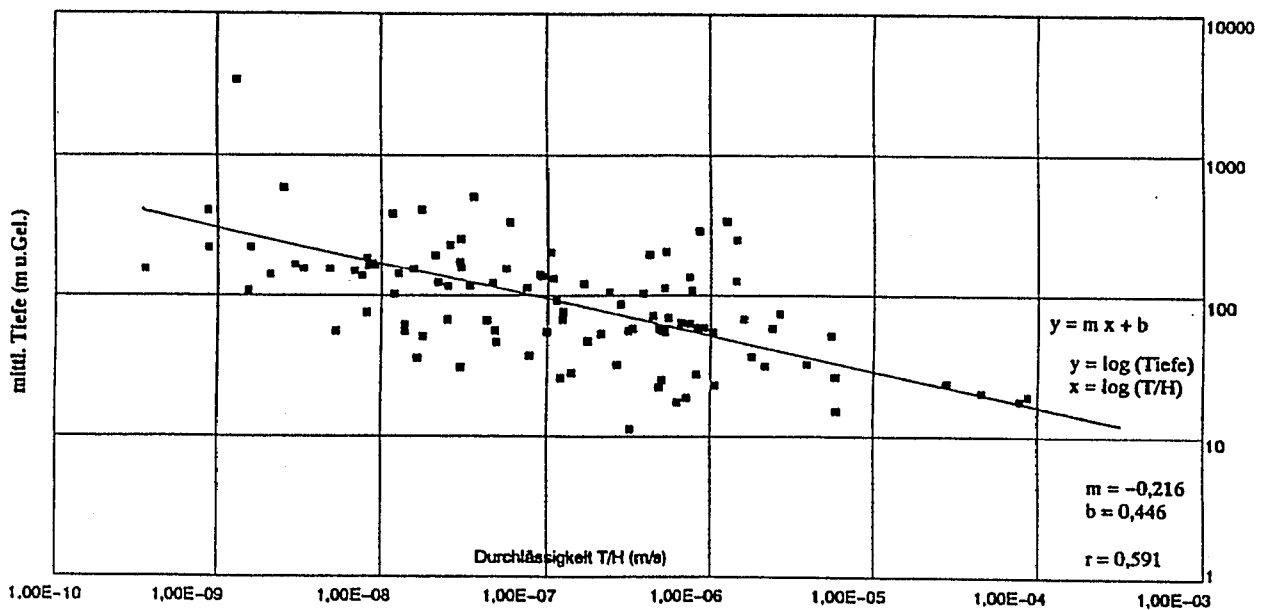


Abb. 6: Tiefenabhängigkeit der Durchlässigkeit T/H im kristallinen Grundgebirge ohne Granitgebirge.

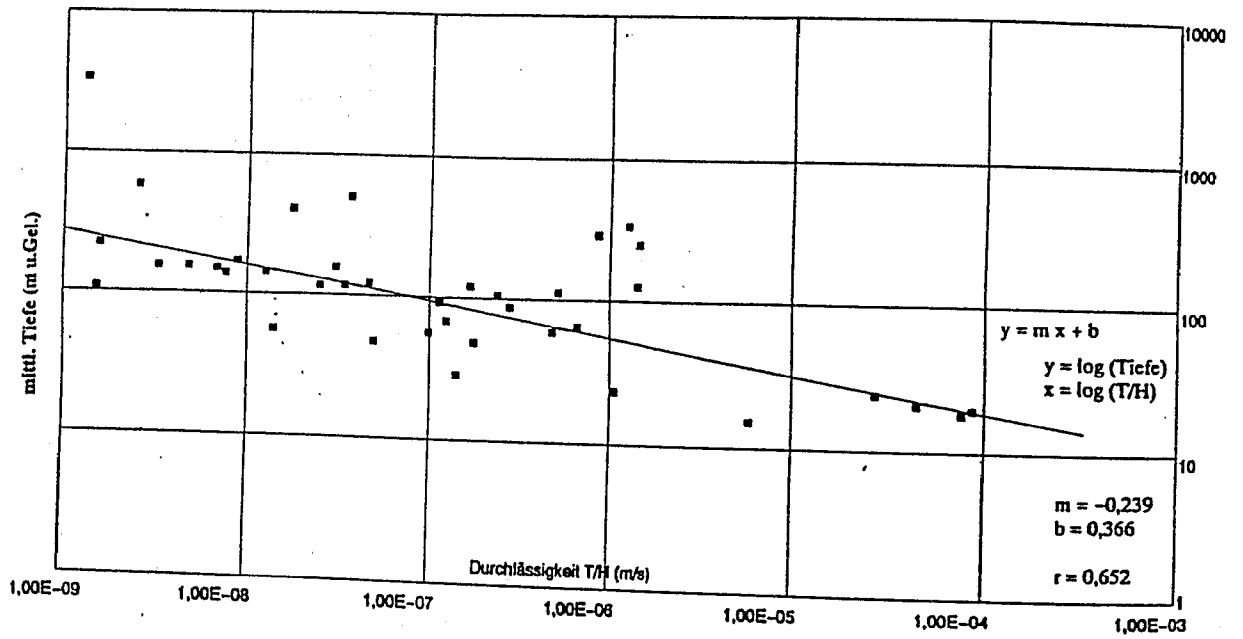


Abb. 7: Tiefenabhängigkeit der Durchlässigkeit T/H im Gneisgebirge.

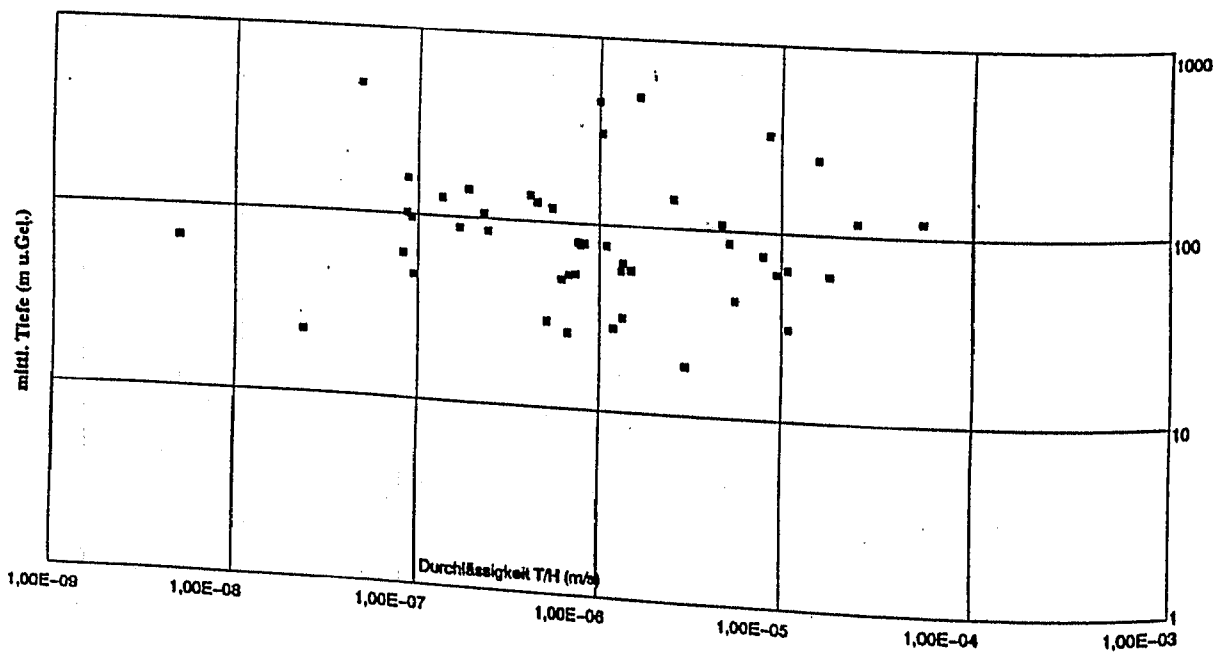


Abb. 8: Tiefenabhängigkeit der Durchlässigkeit T/H im Granitgebirge.

Dem Umstand der sedimentären Überdeckung des kristallinen Grundgebirges mit entsprechender Pufferung exogener Verwitterungseinflüsse sowie einer verstärkt ausgesetzten Verwitterung während anderer geologischer Epochen, in denen das kristalline Grundgebirge über lange Zeiten unbedeckt war, konnte nicht Rechnung getragen werden bzw. war aus den vorliegenden Daten nicht erkennbar. Ferner wurde nicht berücksichtigt, daß das derzeit an der Erdoberfläche anstehende Gestein aufgrund besonders starker erosiver Kräfte relativ frisch ist.

3.2 Hohlraumanteile (Speicherkoefizienten)

Aus ca. 20 Pumpversuchen konnten Speicherkoefizienten ermittelt werden. Die Werte liegen dicht beieinander und betragen zwischen $S=1,3 \cdot 10^{-6}$ und $S=2,5 \cdot 10^{-5}$.

Der Speicherkoefizient, der als das Wasservolumen definiert ist, das pro Oberflächeneinheit bei einer Wasserspiegeländerung um 1 m aus dem Aquifer entlassen oder gespeichert wird (vgl. z.B. [28]), beruht in Tiefen- und Festgesteinsaquiferen, in denen nahezu ausschließlich gespannte Verhältnisse vorliegen, auf den elastischen Eigenschaften des Aquifers:

$$S = \int_0^H g \cdot \rho \cdot n \cdot (c_w + c_p) \cdot dh$$

In obiger Gleichung entsprechen " c_w " und " c_p " den Kompressibilitäten des Wassers und der Gesteinshohlräume; " n " ist die Porosität oder der Hohlraumanteil, " ρ " die Dichte des Wassers und " g " die Erdbeschleunigung. Der Speicherkoefizient ist ein in sich widersprüchlicher Aquiferparameter, da er zum einen definitionsgemäß auf dem konstanten Hohlraumanteil (n) des Gesteines beruht, zum anderen aus der

Hohlraumkompressibilität (c_p) bestimmt wird. In sehr harten Gebirgen wie dem kristallinen Grundgebirge ist die Kompressibilität der Gebirgshohlräume wesentlich geringer als diejenige des Wassers, so daß der Speicherkoefizient im wesentlichen von der Dichte und der Kompressibilität des Fluids bestimmt wird.

Aus den Speicherkoefizienten der Pumpversuchsauswertung war es erstmals möglich, Hohlraumanteile für das kristalline Grundgebirge zu bestimmen. Den Berechnungen liegen Literaturangaben ($=10^3 \text{ kg/m}^3$; $c_w=4,7 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$) zugrunde. Die ermittelten Hohlraumanteile schwanken zwischen 0,10% und 2,08%. Der kleinste Wert wurde für das sehr gering durchlässige Gneisgebirge der KTB-Vorerkundungsbohrung Hechtsberg ermittelt. Werte, die 1% übersteigen, sind z.B. für die Gebirge der Bohrungen Schön matt (KTB-Vorerkundungsbohrung) und Waldkirch bestimmt worden.

3.3 Strömungsverhalten

Aus den Pumpversuchen konnten Erkenntnisse über das Strömungsverhalten im kristallinen Grundgebirge gewonnen werden:

- * In intensiv geklüfteten Gebirgen ergaben sich Hinweise auf einen "homogenen, isotropen, quasi unendlich ausgedehnten Grundwasserleiter" ersichtlich an der guten Übereinstimmung mit der THEIS'schen Typkurve, die dieser Modellvorstellung genügt. Dies bedeutet, daß die Klüfte in diesen Gebirgen ausgesprochen häufig und zufällig verteilt sein müssen (Abb. 9).

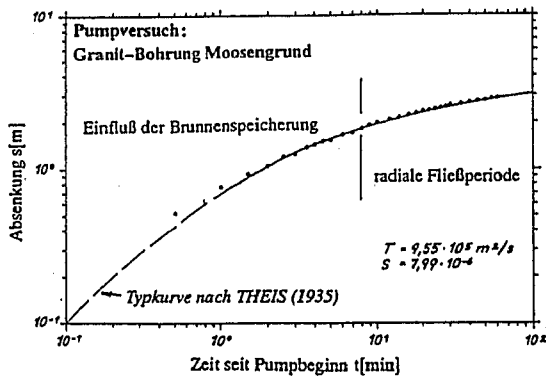


Abb. 9: Beispiel für einen Aquifer, der infolge seiner starken Klüftigkeit wie ein homogener isotroper Aquifer reagiert.

- * Bei Bohrungen im Bereich von Erzgängen oder größeren Störzonen konnten verstärkt "hydraulisch wirksame Ränder" - ersichtlich an dem Knick in der Absenkkurve - identifiziert werden (Abb. 10).

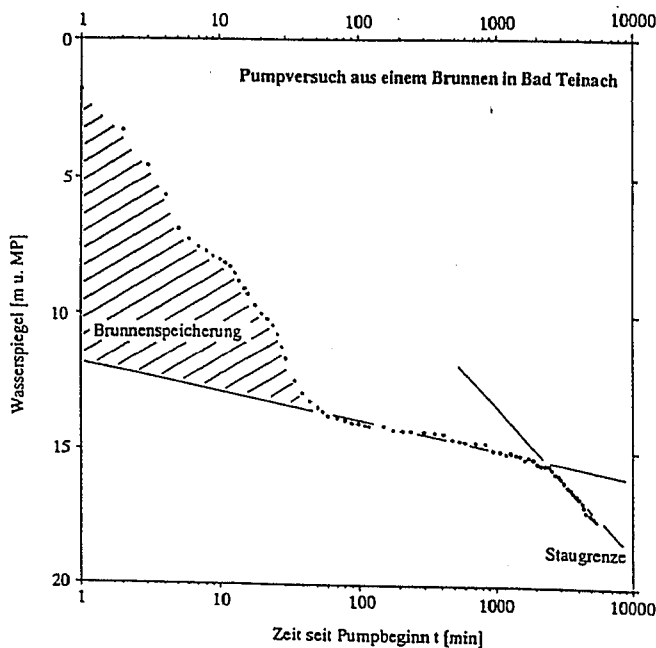


Abb. 10: Beispiel für den Einfluß einer Störzone, die sich in der Absenkkurve als hydraulisch wirksamer Rand abzeichnet.

- * Bei Bohrungen mit Wasserzutritten aus einzelnen Klüften genügte die Daten meist den Modellen eines "Grundwasserleiters mit einer besonders leitfähigen Kluft" - ersichtlich an der guten Übereinstimmung mit der Typkurve (Abb. 11).

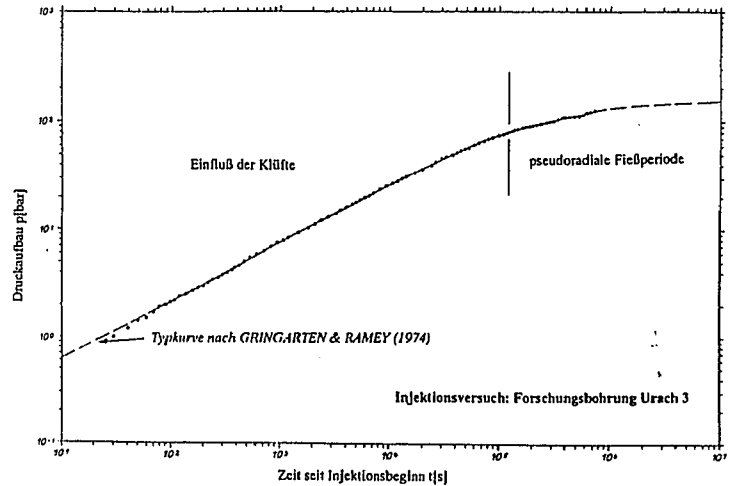


Abb. 11: Beispiel für den Einfluß diskreter Klüfte, die sich in der Absenkkurve als eine besonders leitfähige Horizontalkluft abzeichnen.

Im Hinblick auf die Beurteilung von Dauerergiebigkeiten für einzelne Fassungen, sind derartige Erkenntnisse über das Strömungsverhalten von essentieller Bedeutung.

4. Beobachtete Wasserzutritte

Nach geophysikalischen Bohrlochvermessungen in Verbindung mit den geologischen Aufnahmen und nach Bohrmeisterangaben während des Abteufens der Bohrungen treten Wasserzutritte verstärkt auf:

- * im Bereich von Störungen, Störzonen, im tektonisch stark beanspruchten Gebirge mit brekziösem, zerscherten Gestein sowie beim Durchfahren von Mylonitzonen im Grenzbereich zum Festgestein. Geophysikalisch sind diese

Bereiche im Kaliberlog häufig durch Bohrlochrandausbrüche gekennzeichnet.

- * im Grenzbereich verschiedener kristalliner Gesteine wie Granite, Granitporphyre, Ganggranite und Gneise oder in intensiv geklüfteten Ganggraniten innerhalb des Paragneises. Auch hier sind im Kaliberlog häufig Randausbrüche erkennbar.
- * im Bereich "alter Zirkulationswege":
 - hydrothermal umgewandelte oder beanspruchte Zonen,
 - Erzgänge, insbesondere Kupfererzgänge,
 - offene Klüfte mit Mineralbesatz und Mineralgänge, insbesondere Quarz- und Schwerspatgänge.

Hohe Wasserzutritte wurden außerdem im oberflächennahen, zu Grus verwittertem Kristallin beobachtet. Besonders geringe Wasserzutritte treten i.d.R. in biotitreichen Gneisen auf. Singuläre Klüfte scheinen eine untergeordnete Bedeutung zu besitzen.

5. Hydrochemische Ergebnisse

Insgesamt existieren mehrere hundert chemische Wasseranalysen aus Bohrungen im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes und seiner Randgebiete. "Historische" Wasseruntersuchungen aus Mitte bis Ende des letzten Jahrhunderts und "alte" Analysen aus den zwanziger und dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts wurden lediglich zur qualitativen Untersuchung der Beständigkeit der Mineralisation herangezogen und blieben bei der Auswertung des hydrochemischen Untersuchungsmaterials unberücksichtigt. Vor der Auswertung der Daten wurden Plausibilitäts- und Homogenitätskontrollen [29] durchgeführt. Eine Klassifizierung der Grundwässern kann beispielsweise nach der Herkunft, dem Lösungsinhalt oder den Nutzungsmöglichkeiten erfolgen [29, 30, 31].

Alle Grundgebirgswässer besitzen niedrige Magnesium-Anteile. Wässer mit hohen Sulfat- oder Sulfat-Chlorid-Anteilen scheinen ebenfalls untypisch für das kristalline Grundgebirge zu sein.

Die bekannten Ionenverhältnisse schwanken in weiten Grenzen:

- * das *Alkali-Verhältnis* liegt zwischen $\text{Na/K} = 1$ und $\text{Na/K} = 130$;
- * das *Erdalkali-Verhältnis* zwischen $\text{Ca/Mg} = 1$ und $\text{Ca/Mg} = 59$;
- * das *Erdalkali-Alkali-Verhältnis* zwischen $[\text{Ca}+\text{Mg}]/[\text{Na}+\text{K}] = 0$ und $[\text{Ca}+\text{Mg}] / [\text{Na}+\text{K}] = 6$;
- * das *Hydrogenkarbonat-Salinar-Verhältnis* im Bereich zwischen $\text{HCO}_3/[\text{Cl}+\text{SO}_4] = 0$ und $\text{HCO}_3 / [\text{Cl}+\text{SO}_4] = 11$;
- * das *Salinar-Verhältnis* zwischen $\text{Cl}/\text{SO}_4 = 0$ und $\text{Cl}/\text{SO}_4 = 19$;
- * das *Chlorid-Natrium-Verhältnis* zwischen $\text{Cl}/\text{Na} = 0$ und $\text{Cl}/\text{Na} = 2,2$.

Der Chemismus von Grundgebirgswässern scheint somit - anders als nach den Untersuchungen beispielsweise von HÖTZL (1973) [32], LIPPERT (1986) [33] oder KÖHLER (1992) [34] an oberflächennahen Wässern - recht vielfältig zu sein.

Die chemische Zusammensetzung der Wässer ändert sich in Abhängigkeit von der *Tiefenlage* des Wasserzutrittes unter Gelände eigentlich die mittlere Tiefe des hydraulischen Gebirgsanschlusses der betreffenden Bohrung.

In den obersten 200-300 m u. Gel. ist eine Streuung des Feststoffgehaltes zwischen ca. 100 mg/kg und 4.000 mg/kg festzustellen.

Unterhalb von 300 m u. Gel. treten nur noch Wässer mit Feststoffgehalten von über 1.000 mg/kg auf (Abb. 12).

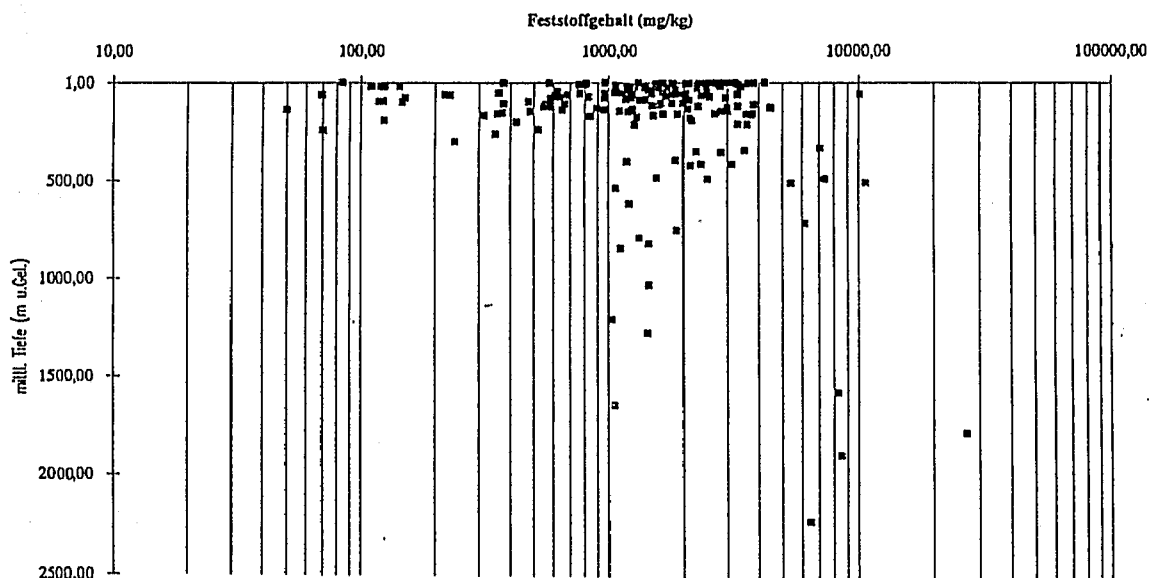


Abb. 12: Feststoffgehalte aller Grundgebirgswässer in Abhängigkeit von der mittleren Tiefe des Wasserzutrittes in die jeweilige Bohrung.

Auch bezüglich der jeweiligen Hauptbestandteile sind die Wässer oberhalb von 300 m u. Gel. sehr heterogen zusammengesetzt, d.h. die Anteile der Ionengehalte streuen stark. Mit zunehmender Tiefe stellt sich ein einheitlicher Wassertyp ein:

Die Natrium-Anteile nehmen mit wachsender Tiefe zu. Unterhalb von 500 m u. Gel. beträgt der Natrium-Anteil bereits weit über 60 Äqu.% (>300 mg/kg). Für sehr große Tiefen ist eine Tendenz zu ca. 90 Äqu.% festzustellen (Abb.13a). Die Calcium-Anteile nehmen mit der Tiefe ab; in großen Tiefen liegen die Werte unter 6 Äqu.%. Die Magnesium-Anteile betragen dann nur noch einige wenige %-Anteile. Die Kalium-Anteile tendieren in großen Tiefen zu Werten zwischen 1 Äqu.% und 2 Äqu.%. In allen Wässern sind generell wenig Kalium-Anteile enthalten.

Die Hydrogenkarbonat-Anteile nehmen in den untersuchten Wässern ab 200 bis 300 m u. Gel. von Werten, die über 90 Äqu.%

betragen können, auf Werte unter 40 Äqu.% ab. Bei den Chlorid-Ionen können in sehr geringen Teufen sowohl Wässer mit sehr hohen als auch mit sehr niedrigen Chlorid-Anteilen vorliegen. Bei ersteren handelt es sich um Thermalwässer. Mit zunehmender Tiefe steigen die Chlorid-Gehalte (Abb.13b) bis auf Werte von über 1.000 mg/kg. Bei den Sulfat-Anteilen ist bis Tiefen von ca. 100 m u. Gel. eine Spannweite zwischen 5 Äqu.% und 45 Äqu.% zu beobachten. Darunter jedoch oberhalb 500 m u. Gel. werden auch Werte erreicht, die über 90 Äqu.% betragen. Ab 500 m u. Gel. ist eine Abnahme des Sulfat-Anteils zu verzeichnen. Die Sulfat-Anteile scheinen zunächst mit wachsender Tiefe (100-500 m u. Gel.) bis auf Werte anzusteigen, die über 90 Äqu.% betragen können; unterhalb von 500 m u. Gel. nehmen sie wieder ab. Die Sulfat-Gehalte betragen in großen Tiefen in der Regel über 200 mg/kg.

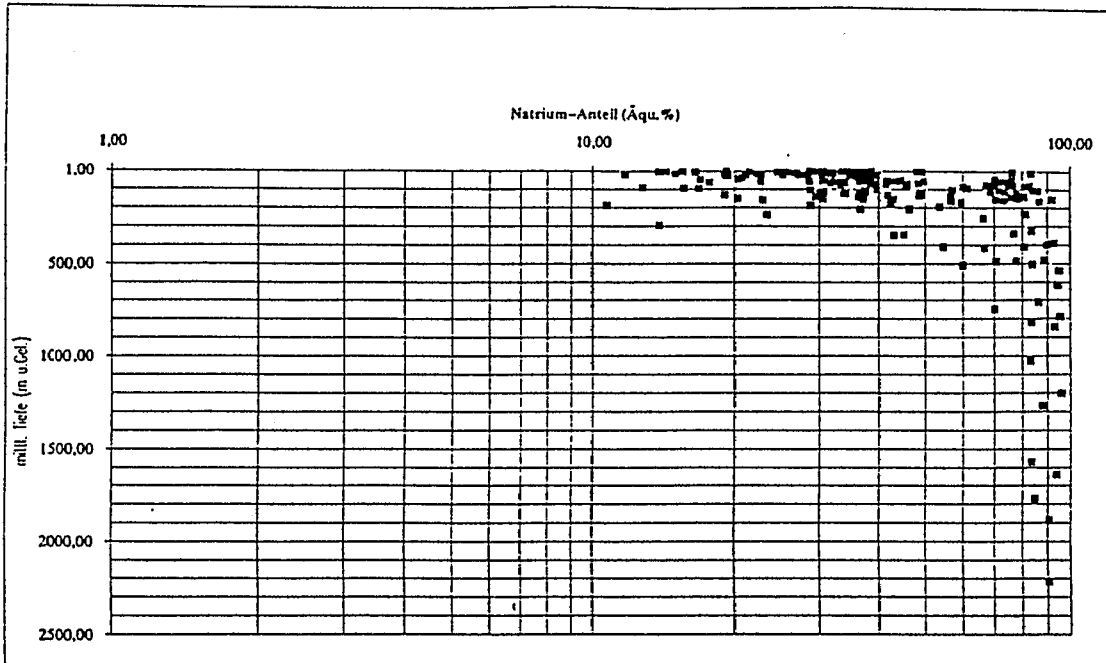


Abb. 13a : Natrium-Anteile aller Grundgebirgswässer in Abhängigkeit von der mittleren Tiefe des Wasserzutritts in die jeweilige Bohrung.

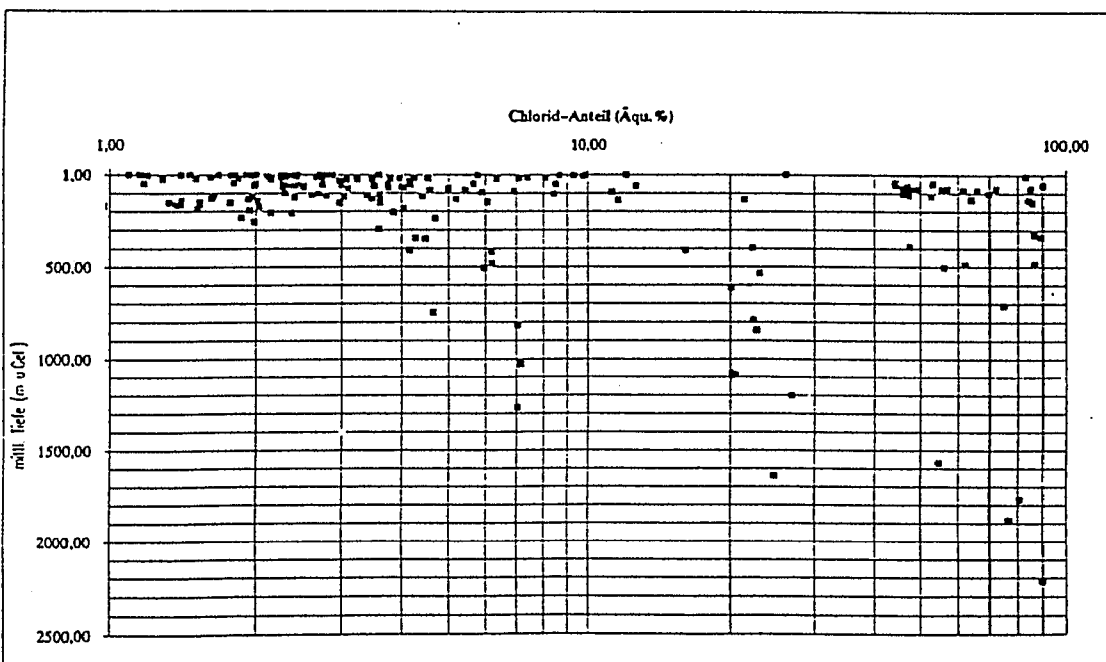


Abb. 13b : Chlorid-Anteile aller Grundgebirgswässer in Abhängigkeit von der mittleren Tiefe des Wasserzutritts in die jeweilige Bohrung.

Grundgebirgswässer in großen Tiefen (>2.000-3.000 m u. Gel.) dürften im Mittel Feststoffgehalte von über 5.000 mg/kg aufweisen und bezüglich ihrer Hauptbestandteile in etwa folgendermaßen zusammengesetzt sein:

Kationen		Anionen	
Na ⁺	≥ 90 Äqu. %	Cl ⁻	≥ 80 Äqu. %
Ca ²⁺	< 7 Äqu. %	HCO ₃ ⁻	< 10 Äqu. %
Mg ²⁺	< 1 Äqu. %	SO ₄ ²⁻	< 10 Äqu. %

Der Wassertyp ändert sich mit wachsender Tiefe hauptsächlich deshalb, weil die Natrium- und Chlorid-Gehalte beträchtlich zunehmen. Der Chemismus der Grundgebirgswässer ändert sich in Abhängigkeit von der Tiefe der Wasserzutrittstellen und damit auch mit der Temperatur. Der Feststoffgehalt nimmt zu; der Wassertyp ändert sich von einem Ca-Na-HCO₃- (od. Na-Ca-HCO₃-) über einen Na-Ca-SO₄-HCO₃- zu einem Na-Cl-Typ. Ein lithologisch bedingter Unterschied war nicht feststellbar.

CO₂-Gehalte im Grundwasser führen zu einer verstärkten Wasser-Gesteins-Reaktion und erhöhen den Feststoffgehalt, wobei die HCO₃⁻, Ca- und Mg-Konzentrationen so stark ansteigen können, daß die Löslichkeit der entsprechenden Karbonate überschritten wird. Die mittelschwarzwälder Mineralwässer und Sauerlinge scheinen genetisch durch CO₂-Aufstiege an bedeutende Störzonen bzw. an Erz- und Mineralgänge gebunden zu sein.

Nach den Untersuchungen von [35] ist zur Erklärung der Genese sowohl der Thermalwässer als auch der Mineralwässer und Sauerlinge kein Beizug von salinaren Wässern aus Gesteinsverbänden außerhalb des kristallinen Grundgebirges notwendig. Vielmehr läßt sich der Chemismus allein durch die Zirkulationstiefe erklären, der

diese Wässer unterliegen. In diesem Zusammenhang stellen die Geologie und die hydraulischen Eigenschaften des Gebirges einen ganz entscheidenden Faktor dar.

Bei Thermalwässern ist die Zirkulation relativ tiefreichend. Sie sind daher ein Spiegelbild der Hydrochemie großer Tiefen des kristallinen Grundgebirges. Bei den Mineralwässern und Sauerlingen dominieren relativ flache Zirkulationen. Der eigentliche Mineralwassersauerling entsteht entlang von Störzonen, vorwiegend in nicht allzu großen Tiefen, durch eine verstärkte Verwitterung von Silikatgesteinen.

Aufgrund ihrer Genese werden Mineralwässer und Sauerlinge, solange es sich um natürliche Austritte handelt, immer empfindlicher auf oberflächennahe Einflüsse reagieren als Thermalwässer. Mineralisation oder Temperatur sind bei letzteren in der Regel konstant und keinen "natürlichen Schwankungen" unterworfen. Dieser Umstand kann sich ändern, wenn die Wässer durch Pumpen, d.h. durch eine Änderung des vorhandenen hydraulischen Potentials und damit des natürlichen Zirkulationssystems, zutage gebracht werden.

Eine Entnahme von Grundwasser aus geringen bis mittleren Tiefen kann bereits zu starken und lang anhaltenden Veränderungen des Grundwasserströmungsfeldes führen. Die Grundwassererneuerung bzw. der Wasserumsatz im kristallinen Grundgebirge ist in der Regel sehr gering. Flachere und/oder tiefere Bereiche, denen chemisch anders zusammengesetzte Wässer zuzurechnen sind, können von der Förderung erfaßt werden.

Änderungen des Feststoffgehaltes, des Gehaltes an freier Kohlensäure, des Wassertypes oder der Temperatur wären die Folge. Mit einem Rückgang der Schüttung (Überbewirtschaftung) des Brunnens ist

unter gewissen Voraussetzungen ebenfalls zu rechnen. Im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes werden derartige Beobachtungen häufig gemacht.

6. Literatur

- [1] STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen.- *Geologisches Jahrbuch*, Reihe C, **42**, 204 S., Hannover.
- [2] SCHÄDEL, K. & STOBER, I. (1984): Auswertung der Auffüllversuche in der Forschungsbohrung Urach 3.- *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, H. 26, S. 27-34, 4 Abb., 1 Tab., Freiburg i.Br.
- [3] REIFENSTAHL, F. & STOBER, I. (1990): Absenk-/Injektionstest und Leitfähigkeits-Fluid-Logging in der KTB-Oberpfalz VB.- *KTB-Report 90-6a*, 285-313, Hannover.
- [4] STOBER, I. (1992): Die Gezeiten der Erde in ihren Auswirkungen auf das Grundwasser.- *DGM 36*, H. 5/6, 4 Abb., S.142-147, Koblenz.
- [5] SCHWEIZER, R. & STOBER, I. & STRAYLE, G. (1985): Auswertungsmöglichkeiten und Ergebnisse von Tracerversuchen im Grundwasser.- *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, H. 11, S. 93-139, 10 Abb., 5 Tab., Freiburg i.Br.
- [6] STOBER, I. (1986): Analytische Auswerteverfahren für Pump- und Injektionsversuche in Festgesteinsaquiferen.- *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **28**, 267-296, Freiburg i.Br.
- [7] JUNG, R. (1990): Hydraulic Fracturing and Hydraulic Testing in the Granitic Section of Borehole GPK1, Soultz-sous-Forêts.- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Archiv-Nr.106616, 31 S., Anhang, Hannover.
- [8] LEECH, R.E.J. & KENNEDY, K.G. & GEVAERT, D. (1984): Sondierbohrung Böttstein hydrogeological testing of crystalline rocks.- *Nagra Technischer Bericht 85-09*, 155 S., Baden/Schweiz.
- [9] PICKENS, J.F. & BELANGER, D.W. & SAULNIER, G.J. (1985): Analysis of pressure and flow data from the long-term monitoring tool in Boettstein borehole.- *Nagra Technical Report 85-39*, 55 S., Baden/Schweiz.
- [10] NAGRA (1985): Sondierbohrung Böttstein, Untersuchungsbericht.- *Nagra Technischer Bericht 85-01*, 190 S., Anlagen, Baden/Schweiz.
- [11] KÜPFER, TH. & HUFSCHMIED, P. & PASQUIER, F. (1989): Hydraulische Tests in Tiefbohrungen der Nagra.- *Nagra informiert*, Nr.3+4, 11.Jg., S.7-23, Bern.
- [12] NAGRA (1989): Sondierbohrung Weiach, Untersuchungsbericht.- *Nagra Technischer Bericht 88-08*, 183 S., Anlagen, Baden/Schweiz.
- [13] NAGARA (1992): Sondierbohrung Schafisheim, Untersuchungsbericht.- *Nagra Technischer Bericht 88-11*, 193 S., Anlagen, Baden/Schweiz.
- [14] NAGRA (1991a): Sondierbohrung Kaisten, Untersuchungsbericht.- *Nagra Technischer Bericht 88-12*, 157 S., Anlagen, Baden/Schweiz.
- [15] NAGRA (1991b): Sondierbohrung Leuggern, Untersuchungsbericht.-

- Nagra Technischer Bericht 88-10, 168 S., Anlagen, Baden/Schweiz.
- [16] KELLEY, V. A. & LAVANCHY, J. M. & LÖW, S. (1991): Transmissivities and heads derived from detailed analysis of Siblingen 1989 Fluid Logging Data.- Nagra Technical Report 90-09, 184 S., Wettingen/Schweiz.
- [17] JUNG, R. & STOBER, I. & TRIPPLER, K. (1986): Auswertung eines Pumpversuchs im Falkenberger Granitmassiv.- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Forschungsvorhaben: 03E-6073-AO, Archiv Nr.99569, 21 S., Anhang, Hannover.
- [18] KARRENBERG, H. (1981): Hydrogeologie der nichtverkarstungsfähigen Festgesteine.- Springer-Verlag, 284 S., Wien.
- [19] PARKER, R. (1988): The Camborne School of Mines: Hot Dry Rock Geothermal Energy Project.- International Workshop on Hot Dry Rock, 23 S., Anhang, Tsukuba City/Japan (unveröffentlicht).
- [20] BATCHELOR, A. S. (1986): Reservoir Behaviour in a Stimulated Hot Dry Rock System.- 11th workshop on geothermal reservoir engineering, 7 p., Stanford University/California (unveröffentlicht).
- [21] PINE, R.J. & LEDINGHAM, P. (1983): In-Situ Hydraulic Parameters for the Carnmenellis Granite, Hot Dry Rock Geothermal Energy Research Reservoir.- Soc. Petr. Eng. of AIME, SPE 12020, 5 p., Dallas/Texas.
- [22] PINE, R.J. & LEDINGHAM, P. (1984): In-Situ Hydraulic Parameters for the Carnmenellis Granite, Hot Dry Rock Geothermal Energy Research Reservoir.- J. Petr. Techn., p.1982-1990.
- [23] NORDSTROM, D. K. & ANDREWS, J. N. & CARLSSON, L. & FONTES, J-C. & FRITZ, P. & MOSER, H. & OLSSON, T. (1985): Hydrogeological and Hydrogeochemical Investigations in Boreholes - Final report of the phase I geochemical investigations of the Stripa groundwaters.- Technical Report STRIPA Project, p.85-06, Stockholm.
- [24] CARLSSON, L. & OLSSON, T. (1985): Hydrogeological and Hydrochemical Investigations in Boreholes - Final report.- Nagra Technical Report 85-57, 104 S., Baden/Schweiz.
- [25] GALE, J. & MACLEOD, R. & WELHAN, J. & COLE, C. & VAIL, L. (1987): Hydrogeological Characterization of the Stripa Site.- Nagra Technical Report 87-34, 153 S., Baden/Schweiz.
- [26] KOVÁCS, G. (1981): Seepage Hydraulics.- Elsevier Scientific Publishing Company, 725 S., Amsterdam, Oxford, New York.
- [27] KODAI, K. (1984): Graphic representation of rock permeabilities.- Bull. Geol. Surv. Japan, vol.35(9), p.419-434.
- [28] LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden.- 486 S., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- [29] HÖLTING, B. (1989): Hydrogeologie.- Enke Verlag, 3. Aufl., 396 S., 109 Abb., 39 Tab., Stuttgart.
- [30] DVWK (1990): Methodensammlung zur Auswertung und Darstellung von Grundwasserbeschaffenheitsdaten. - DVWK-Schriften 89, 216 S., Paul Parey Verlag, Hamburg Berlin.
- [31] MATTHESS, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers.- Lehrbuch der Hydrogeologie Bd.2, 2.

- Auflage, Gebrüder Borntraeger, 498 S., Berlin Stuttgart.
- [32] HÖTZL, H. (1973): Die Hydrogeologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der obersten Donau.- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, H.25, S.5-102, Graz.
- [33] LIPPERT, R. (1986): Hydrogeologische Untersuchungen in kristallinen Festgesteinen im Bereich der Pfluderer Berge/Pustertal (Südtirol/Italien).- Dissertation an der Universität Erlangen-Nürnberg, 138 S., Erlangen-Nürnberg.
- [34] KÖHLER, W.-R. (1992): Beschaffenheit ausgewählter, nicht direkt anthropogen beeinflusster oberflächennaher und tiefer Grundwasservorkommen in Baden-Württemberg.- Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie, Nr.10, 143 S., Tübingen.
- [35] STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges.- Ferdinand Enke Verlag, 81 Abb., 16 Tab., 191 S., Stuttgart.

TGA	Reihe C	Nr. 34	13 S., 4 Abb., 1 Tab.	Tübingen, Oktober 1997
-----	---------	--------	-----------------------	------------------------

Fließsysteme im Buntsandstein am Beispiel des Pfinztalgrabens

GEORG SEUFERT *

Zusammenfassung: Am Beispiel des Pfinztalgrabens und der Grundwasserfassungen von Wilferdingen werden die charakteristischen Eigenschaften der Grundwasserzirkulation im Buntsandstein dargestellt. Relevante Grundwasserleiter im Einzugsgebiet des Brunnen Wilferdingen sind die Schichten des höheren Mittleren Buntsandsteins, insbesondere der Kristallsandstein und das Hauptkonglomerat. Sie werden durch die gering durchlässigen Schichten der Röttone von der überlagernden, ebenfalls wasserführenden Schichten des Unteren Muschelkalks getrennt.

Die Grundwasserzirkulation im Buntsandstein erfolgt einerseits auf Großklüften und Störungen, andererseits auf einem Kleinkluftnetz ("Doppelporositätssystem"). Die Grundwasserbewegung auf den Großklüften und Störungen ist charakterisiert durch hohe Fließgeschwindigkeiten (durch Markierungsversuche nachgewiesene maximale Abstandsgeschwindigkeiten bis 3,8 m/h), geringe Verweildauer des Wassers im Untergrund (Tritiumgehalte um 30 TU in der Größenordnung der Tritiumgehalte des rezenten Niederschlags) und eine deutliche anthropogene Beeinflussung der Grundwasserbeschaffenheit (Nitratgehalte wesentlich größer als der atmogene Eintrag). In Grundwassermeßstellen, die nur das Kleinkluftnetz erschließen, finden sich demgegenüber alte Wässer (nahezu frei von Tritium) ohne nennenswerte anthropogene Substanzen.

Die Großklüfte und Störungen wirken drainierend auf das umgebende Gestein. Besonders in den Randbereichen des Pfinztalgrabens führt die intensive tektonische Beanspruchung der Gesteine zu einer starken Fokussierung des Grundwasserstroms.

Die extrem hohen technischen Ergiebigkeiten der Brunnen von Wilferdingen bis 100 l/s sind Ausdruck dieser speziellen hydrogeologischen Situation.

* Anschrift des Autors: Dr. Georg Seufert, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i.Br.

1. Einleitung

Die Wassergewinnung im Pfinztalgraben, insbesondere auch für die überörtliche Versorgung, datiert aus den 60er Jahren. Es gelang damals größere Wassermengen zu erschließen, so daß in den Folgejahren kaum mehr Anstrengungen unternommen wurden, um darüberhinaus die hydrogeologische Situation näher zu erkunden. Wegen seiner bedeutenden Grundwasservorkommen erhielt der Bereich des Pfinztalgrabens den Status eines Wasserschongebietes.

Diese Phase endete abrupt, als Ende der achtziger Jahre im Enzkreis die Suche nach einem neuen Deponiestandort begann und man einen Bereich genauer untersuchte, der ca. 2,5 km östlich außerhalb des oberirdischen Einzugsgebiets der Fassungen im Pfinztalgraben lag. Gleichzeitig plante die Stadt Pforzheim die Erweiterung einer bestehenden Bau-schuttdeponie, und der Wasserversorgungsverband Alb-Pfinz-Hügelland strebte ein Schutzgebiet für seine Fassungen an.

Die bei diesen Untersuchungen erzielten Ergebnisse, die komplexe hydrogeologische Situation sowie Qualität und Quantität des angetroffenen Grundwassers lassen den Pfinztalgraben als ein gutes Beispiel für Fließsysteme im Buntsandstein erscheinen.

Der Pfinztalgraben und seine hydrogeologischen Verhältnisse sind sicher noch nicht erschöpfend untersucht aber dennoch bietet sich das Thema für eine zusammenfassende Darstellung an, da hier die landesweit größten Quellaustritte aus dem Buntsandstein bzw. die ergiebigsten Brunnen vorhanden sind.

2. Übersicht

Der Pfinztalgraben liegt zwischen Karlsruhe und Pforzheim. Er umfaßt das gesamte oberirdische Einzugsgebiet der Pfinz oberhalb von Wilferdingen. Politisch liegt er größtenteils im Enzkreis. Der Westrand reicht bis in den Landkreis Karlsruhe. Bedeutendstes oberirdisches Gewässer ist die Pfinz.

Das Einzugsgebiet der Pfinz umfaßt die Buntsandsteinhochflächen zwischen dem tief eingeschnittenen Albtal im Westen und dem Enztal bzw. dem Eyachtal im Südosten. Über den Nebenfluß Kämpfelbach gehören auch die Muschelkalkgebiete im Osten zum Einzugsgebiet der Pfinz (Abb. 1).

Die Pfinz entwässert somit wesentliche Teile der Nordabdachung des Schwarzwaldes. Im Süden des Einzugsgebietes werden Höhen von annähernd 700 m erreicht. Wilferdingen im Norden liegt bei ca. 150 m ü. NN. Im Süden erreichen die durchschnittlichen jährlichen Niederschläge 1300 mm, im Norden nur ca. 800 mm. Das Einzugsgebiet ist teilweise bewaldet, teilweise landwirtschaftlich genutzt (Streuobstwiesen, vereinzelt Weinbau).

Größere Siedlungen sind nicht vorhanden, doch wuchsen die zahlreichen kleineren Orte im Raum zwischen Karlsruhe und Pforzheim in der Vergangenheit beständig, und es wurden auch Gewerbebetriebe, insbesondere der Metallverarbeitung angesiedelt.

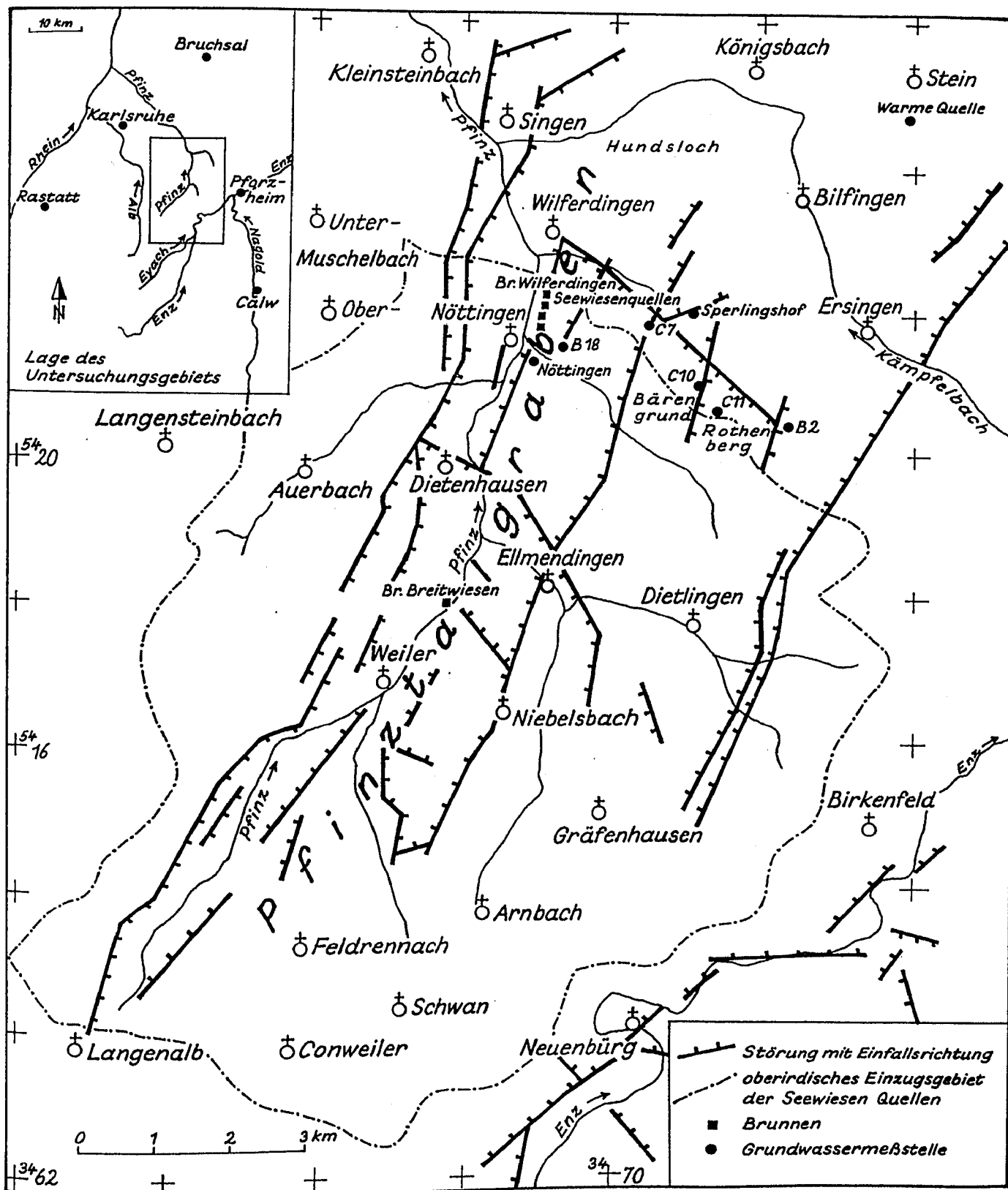


Abb. 1: Übersicht über das Einzugsgebiet der Seewiesenquellen.

3. Geologie

3.1 Geologische Schichtenfolge

Im oberirdischen Einzugsgebiet der Pfinz oberhalb Wilferdingen stehen an der Erdoberfläche über weite Strecken die Schichten des Oberen Buntsandsteins und des Unteren Muschelkalks an. Ganz im Süden streichen die Schichten des höheren Mittleren Buntsandsteins aus. Im Nordosten sind noch die Ablagerungen des Oberen Muschelkalks vorhanden.

Der Mittlere Buntsandstein ist ca. 90 m mächtig. Charakteristisch sind meist mittel-grobkörnige Sandsteine mit Konglomerathorizonten (Hauptkonglomerat). Darüber folgt der Kristallsandstein mit ca. 17 m Mächtigkeit. Hier sind mittelkörnige Sandsteine typisch. Der Obere Buntsandstein mißt ca. 65 m. Charakteristisch sind fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit zwischengeschalteten Tonsteinhorizonten. Die Grenze zum Unteren Muschelkalk bildet der sog. Rötton mit ca. 5 m Mächtigkeit. Der Untere Muschelkalk mißt ca. 65 m. Er zeigt die bekannte Zweiteilung in einen basalen dolomitischen und einen oberen kalkigen Teil. Die Salinargesteine im Mittleren Muschelkalk sind ausgelaugt. Entsprechend beträgt die Mächtigkeit nur ca. 30 m.

Der Obere Muschelkalk ist nur noch in Resten vorhanden.

Löß und Lößlehm unterschiedlicher Mächtigkeit gewinnen nach Norden hin zunehmend an Bedeutung.

Im Pfinztal und den größeren Nebentälern finden sich quartäre Flußablagerungen.

3.2 Lagerungsverhältnisse

Generell fallen die mesozoischen Schichten im Pfinztal oberhalb von Wilferdingen nach Norden bis Nordosten ein. Dies entspricht dem großräumigen Schichtfallen an der Nordabdachung des Schwarzwaldes.

Entscheidend für die Schichtlagerung ist ein Grabenbruch, der Pfinztalgraben, der nördlich Langenalb einsetzt und sich über 15 km bis nach Königsbach erstreckt (Abb.1). Der Graben streicht in Richtung Nord-Nordost, d.h. etwa parallel zum Rheingraben. Der größte Versatzbetrag wird bei Nöttingen mit ca. 60 m erreicht. Der Grabenbruch ist in eine Reihe von Teilschollen gegliedert, die aus einem Mosaik in verschiedene Richtung streichender Verwerfungen gebildet werden. Bisher ist der Bau des Grabens im wesentlichen nur durch Oberflächenkartierungen zu Anfang dieses Jahrhunderts bekannt. Bedingt durch die kartiertechnischen Grenzen ist anzunehmen, daß sein Bau intern weit komplizierter und seine Erstreckung ausgedehnter ist.

Die nördliche Fortsetzung des Grabens ist nicht bekannt, weil dort zunehmend quartäre Ablagerungen vorhanden sind.

Im näheren Einzugsgebiet der Grundwasserfassungen im Pfinztalgraben zwischen Wilferdingen und Nöttingen wurde die geologische Situation durch ein umfangreiches Bohrprogramm erkundet (Abb. 2). Schichtlagerung und Tektonik sind aus Abb. 3 ersichtlich.



Abb. 2: Detaillageplan der Brunnen und Grundwassermeßstellen im näheren Einzugsgebiet der Wasserfassungen im Pfnztalgraben zwischen Wilferdingen und Nöttigen HYDROISOTOP (1992).

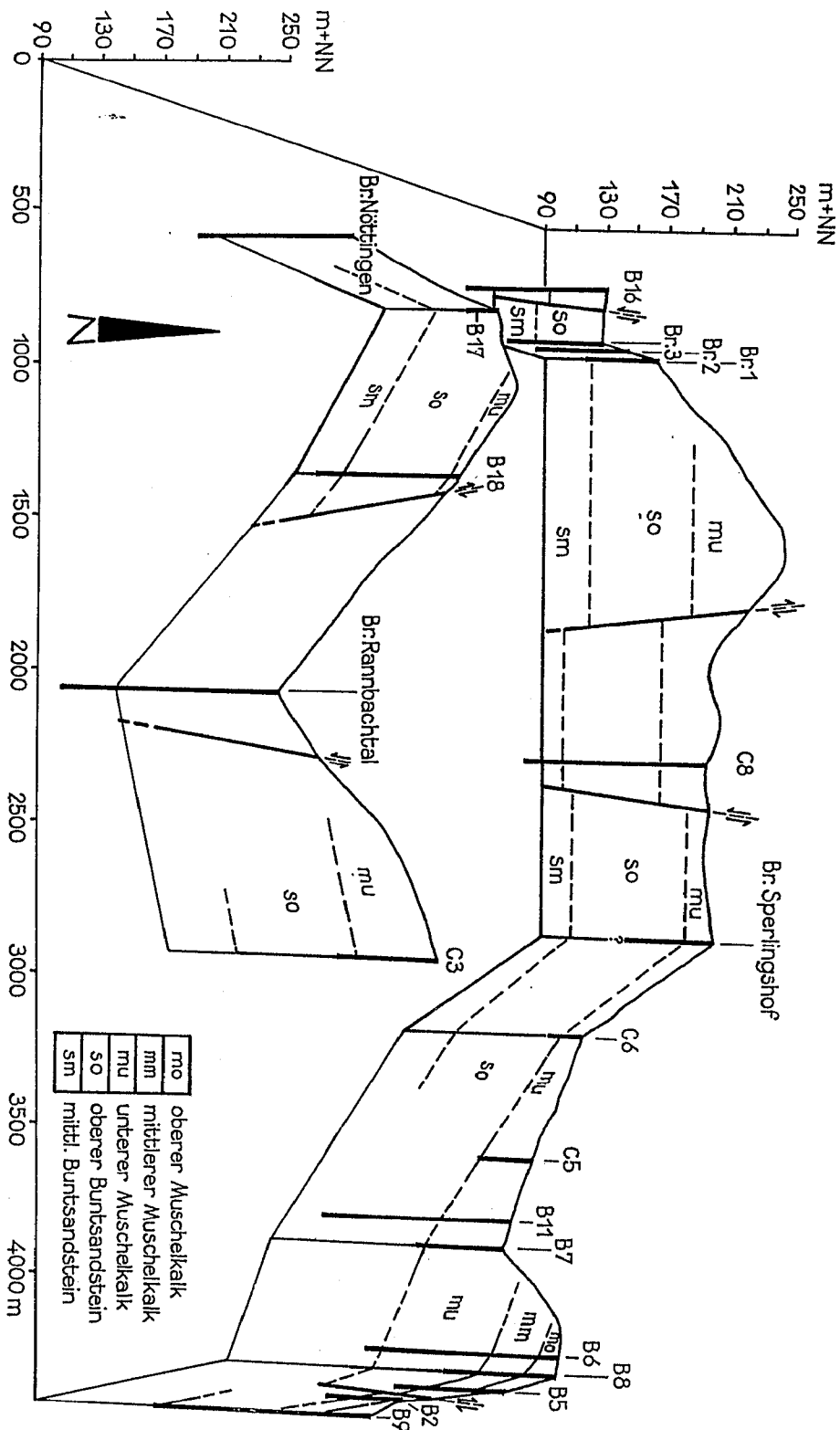


Abb. 3: Kulissenprofil durch das nähere Einzugsgebiet der Wasserfassungen im Pfnitzalgraben zwischen Wilferdingen und Nöttigen; für die Lage der Brunnen und Grundwassermeßstellen vgl. Abb. 2. Umgezeichnet nach HYDROISOTOP (1992).

4. Hydrogeologie

4.1 Allgemeine hydrogeologische Charakteristik

Der Pfinztalgraben stellt eine regional-geologische Besonderheit dar. Seine Bedeutung liegt darin, daß:

- 1.) ein großer, wegen des Schichtfallens und der Morphologie auf weiter Fläche ausstreichender Kluftgrundwasserleiter vorhanden ist,
- 2.) dieser Grundwasserleiter bis in Bereiche mit überdurchschnittlichen Niederschlägen reicht,
- 3.) langgestreckte Störungs- und Zerrüttungsbahnen vorhanden sind.

Daraus resultiert die besondere hydrogeologische Bedeutung des Pfinztalgrabens:

- ein geklüfteter Grundwasserleiter,
- ein großes ober- und unterirdisches Einzugsgebiet,
- hohe Niederschläge,
- langgestreckte und gut durchlässige Störungsbahnen, die eine Vorflutfunktion ausüben.

Dazu kommen im Norden zunehmend mächtige, schützende Deckschichten aus Muschelkalkschichten mit eigenem GW-Stockwerk über dem Hauptgrundwasserleiter im Buntsandstein.

4.2 Grundwasserneubildung

Das Einzugsgebiet des Pfinztalgrabens ist dem oberirdischen Einzugsgebiet der Pfinz oberhalb Wilferdingen gleichzusetzen. Hinzu kommen diejenigen Bereiche, von denen anzunehmen ist, daß sie noch unterirdisch zum Pfinztalgrabensystem hin entwässern. Dieses Gebiet mißt annähernd 100 km². Nach Pegelabflußmessungen der LfU ist die Grundwasserneubildungsrate im Gebiet mit Ausstreichendem so auf unter 5 l/s festzulegen. Obwohl dieser Wert

gering erscheint, ergibt sich aufgrund der großen Fläche ein Grundwasserdargebot von 500 l/s.

Wahrscheinlich ist der Wert höher, weil die Berechnung der Grundwasserneubildungsrate auf der Basis des Trockenwetterabflusses erfolgte. Da im Einzugsgebiet des Pegels auch Teile der Bauschlottterplatte mit ihren Muschelkalkkarst-Einzugsgebieten liegen, ist die GW-Neubildungsrate im eigentlichen Pfinztalbereich sicher höher.

Deutliche Unterschiede in der GW-Neubildungsrate sind auch zwischen den nördlichen Bereichen, wo die Schichten des Unteren Muschelkalks flächenhaft verbreitet sind, und den südlichen Bereichen, wo der in der Regel gut durchlässige höhere Mittlere Buntsandstein flächenhaft ausstreicht, zu erwarten. Einzelheiten dazu sind aber nicht bekannt.

4.3 Hydrogeologische Gliederung der Schichtenfolge

Als hydrogeologische Einheiten lassen sich im Untersuchungsgebiet unterscheiden:

- Kiese und Sande der quartären Pfinztal-
aue. Ihre hydrogeologische Bedeutung ist gering. Zum einen sind sie häufig nur geringmächtig, zum anderen weisen sie einen hohen Feinkornanteil auf. Zudem handelt es sich um ein praktisch nicht geschütztes Grundwasservorkommen, das in direkter Wechselwirkung mit dem Vorfluter steht.
Die Pfinztalfüllung hat eine Vorflutfunktion für das aus den umliegenden Festgesteinen zutretende Grundwasser.
- Oberer und Mittlerer Muschelkalk sind im Untersuchungsgebiet wegen der

- geringen Verbreitung insgesamt nur von geringer Bedeutung.
- Der Untere Muschelkalk besitzt zwar eine größere flächenhafte Verbreitung im Untersuchungsgebiet, doch ist die Wasserführung in der Regel auf besser geklüftete Bereiche, etwa die Schaumkalkbänke oder einige massige Dolomitbänke an der Basis der Schichtenfolge beschränkt. Die in Bohrbrunnen erzielte Ergiebigkeit ist meist gering. Immerhin kommt es im Muschelkalk zur Ausbildung eines eigenen GW-Stockwerks.

Im Ausstrichbereich des Muschelkalks kommt es teilweise zu einem Wieder-versickern von Grundwasseraustritten. Ebenso treten Trockentäler auf.

- Die Röttone des Buntsandsteins bilden einen geringdurchlässigen trennenden Horizont zwischen Muschelkalk- und Buntsandsteingrundwasserleiter. Im Oberen Buntsandstein ist eine Wasserführung vorzugsweise an die sandigen Horizonte im unteren Drittel der Schichtenfolge gebunden. Wiederholt erweisen sich auch die obersten Sandsteinbänke am Top des so als wasserführend. Größere Ergiebigkeiten werden im Oberen Buntsandstein nur dort angetroffen, wo Störungszonen eine intensive Zerrüttung des Gesteinsverbandes bedingen.
- Der regional bedeutendste und für die Wassergewinnung relevante Grundwasserleiter ist der Mittlere Buntsandstein. Hohe Ergiebigkeiten werden dort angetroffen, wo die schon aus der Sedimentationsgeschichte heraus feinkornarmen, später kieselig zementierten Gesteine durch tektonische Bewegungen beansprucht wurden und eine intensive Zerklüftung erfolgte. Diese Zerklüftung ist im Nahbereich des Grabenbruchs, insbesondere auf schmalen Randschollen, am größten.

Diese hydrogeologische Kennzeichnung der einzelnen Schichtglieder ist für die gesamten Buntsandsteingebiete im nördlichen Schwarzwald charakteristisch. Größte Aussicht auf ergiebige Bohrbrunnen sind generell dann gegeben, wenn der Mittlere Buntsandstein unter Vorflutniveau liegt und eine tektonische Struktur gegeben ist, die eine Drainagewirkung auf die Umgebung ausübt.

In geeigneter tektonischer Situation und unter Vorflutniveau kann im Pfinztalgraben, wie im Enztal bei Pforzheim oder im Gebiet Königsbach-Stein, auch der Obere Buntsandstein bedeutende Grundwassermengen enthalten, die für die Trinkwasserversorgung in größerem Umfang mit Brunnenleistungen bis zu etwa 20 l/s genutzt werden.

4.4 Ergiebigkeiten

Meßstellen in den Schichten des Muschelkalks und des Oberen Buntsandsteins in "Normalposition" besitzen meist nur eine geringe Ergiebigkeit. Häufig werden Mengen deutlich unter 1 l/s angetroffen. Ergiebigkeiten bis 3 l/s sind die Ausnahme. Selbst im Mittleren Buntsandstein kann die Ergiebigkeit einer 5 Zoll Meßstelle deutlich unter 1 l/s liegen. Ungleich höhere Ergiebigkeiten haben diejenigen Meßstellen und Bohrbrunnen, die in der Randscholle des Pfinztalgrabens bei Wilferdingen stehen. Dort ist es gelungen, Einzelbrunnen mit technischen Ergiebigkeiten bis zu 100 l/s zu errichten. Bei einer Entnahme von 25 l/s kommt es praktisch nicht zu einer Absenkung des Wasserspiegels.

Die Brunnen bei Wilferdingen und die benachbarten Seewiesenquellen werden gespeist vom Grundwasserabstrom auf der östlichen Grabenflanke. Es handelt sich um 4 auf einer schmalen Randscholle stehende, perlschnurartig hintereinander angeordnete, ca. 65 m tief bis in den

Mittleren Buntsandstein reichende Brunnen sowie um einen Flachbrunnen im Oberen Buntsandstein. Die Brunnen nutzen einen durch tektonische Einflüsse scharf gebündelten Kluftgrundwasserstrom. Das Grundwasser im Mittleren Buntsandstein ist gespannt. Bei einem der Bohrbrunnen wurde bei den Erschließungsarbeiten ein artesischer Überlauf festgestellt.

In der westlich anschließenden Grabenscholle wurden bisher nur Erkundungsbohrungen niedergebracht. Sie zeigten eine durchweg geringe Ergiebigkeit. Allerdings wurde der in der Regel besser wasserwegsame Mittlere Buntsandstein bisher noch nicht getestet. Im Grabenbereich ist noch Muschelkalk erhalten. Im Muschelkalk und Buntsandstein sind zwei Grundwasserstockwerke entwickelt, wobei der Druckwasserspiegel des unteren Stockwerks im Buntsandstein teilweise unter, teilweise über dem oberen Stockwerk im Muschelkalk liegt. Gelegentlich fällt der Wasserspiegel des unteren GW-Stockwerks unter das Niveau der Seewiesenquellen ab. Dies kann als Hinweis auf zusätzliche Abflüsse entlang der Grabenscholle gewertet werden.

Die Bereiche westlich der Pfinz wurden noch nicht untersucht.

Im Gegensatz zu den Fassungen bei den Seewiesenquellen sind die anderen für die öffentliche Wasserversorgung herangezogenen Brunnen eher unbedeutend. Die Fassungen des Weilertalverbandes bei Ellmendingen haben im Bereich einer Störungszone stark geklüfteten Oberen Buntsandstein angetroffen. Dort sind im Oberen Buntsandstein ausnahmsweise Entnahmen bis 20 l/s möglich.

4.5 Quellen

Im gesamten Untersuchungsgebiet sind Quellen nicht häufig. Sie sind in Norden an den Ausstrich des Muschelkalks in

Taleinschnitten und im Süden an die Flächen mit Bedeckung von Oberem Buntsandstein gebunden. Bei allen Quellen ist die Schüttung gering. Kleine Einzugsgebiete in Verbindung mit oberflächennahen Grundwasservorkommen bedingen starke Schüttungsschwankungen.

Ganz im Gegensatz dazu stehen die bedeutenden Quellen bei Wilferdingen. Dazu gehören an der Ostflanke des Pfinztalgrabens die Seewiesenquellen mit mittleren Schüttungen von etwa 130 l/s und höchsten gemessenen Schüttungen bis 288 l/s.

An der Westflanke des Grabenbruchs bildet der Quellaustritt Breitwiesen einen natürlichen Grundwasseraustritt von Buntsandsteinwasser im Bereich der Pfinztaue. Die genannten Quellen bilden das natürliche Übergangsgebiet des Grundwasserstroms, der entlang des Pfinztalgrabens nach Norden hin abfließt. Die Bohrbrunnen der Wasserversorgung Alb-Pfinz Hügelland stehen im Zustrombereich dieser Quellen auf der Randscholle. Die Schüttung der Seewiesenquellen geht bei maximaler Entnahme aus den Brunnen zurück.

4.6 Grundwasserspiegelstände

In zahlreichen Grundwassermeßstellen im Muschelkalk bzw. Oberen Buntsandstein sowie im Mittleren Buntsandstein wurden Grundwasserspiegelmessungen durchgeführt.

Es zeigte sich, daß zwischen dem oberen Grundwasserleiter im Muschelkalk und obersten Buntsandstein und dem unteren Grundwasserleiter im höheren Mittleren Buntsandstein erhebliche Potentialdifferenzen bestehen.

Die Grundwasserstandsschwankungen erfolgen im oberen und unteren Grundwasserstockwerk synchron, ohne daß generell eine markante Dämpfung der

Amplitude der Wasserspiegelschwankungen oder eine zeitliche Verzögerung der Maxima oder Minima im unteren Grundwasserleiter erkennbar ist.

Da es sich um gespannte Grundwässer handelt, ist dies nicht unbedingt ein Indiz für schnelle, direkte Wasserzuflüsse. Vielmehr kann eine erhöhte GW-Neubildung im Ausstrichgebiet des GW-Leiters durch Druckausgleich zu einem schnellen Anstieg des Druckwasserspiegels in relativ weit entfernten Gebieten führen.

Für die beiden Grundwasserleiter, die östlich der Fassungsanlagen bei Wilferdingen detailliert, ansonsten aber eher dürftig untersucht sind, wurden Grundwassergleichenpläne konstruiert.

Für den Muschelkalk orientieren sich die Grundwassergleichen weitgehend an der Morphologie und entsprechend an den

oberirdischen Wasserscheiden. Das Grundwassergefälle ist auf den Vorfluter Pfinz im Bereich von Wilferdingen ausgerichtet. Für den Mittleren Buntsandstein stehen weniger Grundwassermeßstellen zur Verfügung. Die Grundwasserstände sind hier nur noch untergeordnet von der Morphologie, dafür in wesentlich höherem Maße von der tektonischen Situation beeinflusst. Der vorliegende Grundwassergleichenplan zeigt, daß das unterirdische Einzugsgebiet des Pfinztalgrabens sehr weit nach Osten reicht. Auch Gebiete jenseits der oberirdischen Wasserscheide können bei geringem Potentialgefälle noch zu den Seewiesenquellen entwässern.

Besonders hinzuweisen ist noch auf die "Warme Quelle" in Stein, eine artesisch ausfließende Buntsandsteinbohrung, die deutlich weiter im Norden liegt, aber noch ein Druckpotential von über 190 m ü. NN aufweist.

Tab.1: Markierungsversuche im Einzugsgebiet der Brunnen von Wilferdingen und der Seewiesenquellen; für die Lage der Grundwassermeßstellen siehe Abb.1

Zeitraum	Eingabestelle	Geologie	maximale Abstandsgeschwindigkeit
1988	C 7	sm	kein Nachweis des Markierungsstoffes
1988	B 18	sm	9 m/h
1989	C 10 tief	sm	3,8 m/h
1991	Nöttingen	sm	1,4 m/h
1991	B 2 Rothenberg	mu	6 m/h
1991	C 11/12/13 Bäregrund	mu	0,8 m/h

4.7 Hydraulische Verbindungen und Abstandsgeschwindigkeiten

Zur Klärung hydraulischer Verbindungen und zur Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten wurden im Untersuchungsraum

mehrere Markierungsversuche durchgeführt. Die Versuche erfolgten mit Uranin, bzw. Lithiumchlorid. Die Nachweisgrenze

beträgt für Uranin 0,004 mg/m³, für Eosin 0,05 mg/m³.

Bei allen Markierungsversuchen mit Eingabe des Markierungsstoffs im Muschelkalk wurden alle Buntsandsteinmeßstellen beprobt. Dort konnte in keinem Fall Markierungsmittel nachgewiesen werden. Eine direkte hydraulische Verbindung zwischen oberem und unterem Grundwasserleiter konnte damit nicht belegt werden.

Nach der Charakteristik der Durchgänge des Markierungsmittels mit z.T. wiederholt auftretenden isolierten Peaks, wird im Muschelkalk der Farbstrom offensichtlich beherrscht von dem talparallelen Kluftsystem an den Talflanken. Im eigentlichen Muschelkalk-Kluftgrundwasserleiter erfolgt kein meßbarer Abstrom.

Im Bärengrund erfolgte der Abstrom vermutlich im Aufwitterungsbereich. In beiden Fällen kam der Abstrom wohl im wesentlichen durch die Aufhöhung des Wasserspiegels bei der Farbeingabe zustande.

4.8 Grundwasserbeschaffenheit

Die Grundwasserbeschaffenheit im Untersuchungsgebiet wird bestimmt durch die geologischen Rahmenbedingungen, wobei hier die Grundwässer im Unteren Muschelkalk, im ausstreichenden Buntsandstein und im muschelkalküberdeckten Buntsandstein zu unterscheiden sind.

Die Wasserproben aus Meßstellen, die den Muschelkalkaquifer erschließen, zeigen hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung kein einheitliches Bild. Elektrische Leitfähigkeiten zwischen 800 und 900 µS/cm bei Nitratgehalten um 12 und Sulfatgehalten um 50 mg/l scheinen typisch. Höhere Sulfatwerte sind durch Deponiesickerwassereinflüsse oder durch

das Anfahren von Gipslinsen in den Röttonen bedingt. Geringe Leitfähigkeiten zeigen den Einfluß von oberflächennahem Grundwasser an. Problematisch ist, daß die jährliche Schwankungsbreite der Parameter nicht bekannt ist und teilweise nur sehr geringe Entnahmeraten eine repräsentative Probenahme erschweren.

Im Gegensatz zum Muschelkalk sind im Buntsandsteinaquifer geringere Leitfähigkeiten um 550 µS/cm bei stark schwankenden Nitratwerten und deutlich niedrigeren Sulfatgehalten kennzeichnend. Im Hundsloch und in der Meßstelle C 8 ist im Buntsandstein ein höher mineralisiertes, sulfathaltiges Grundwasser angetroffen worden.

In einigen Buntsandsteinmeßstellen wurden Spuren von chlorierten Kohlenwasserstoffen nachgewiesen. Eine deutliche CKW-Führung besitzt die Warme Quelle im Stein.

Ein Vergleich zwischen den Fassungsanlagen bei Ellmendingen und denen bei Wilferdingen zeigt, daß im Süden, wo die Schichten des Unteren Muschelkalks nur lückenhaft verbreitet sind, eine relativ geringe Gesamtmineralisation und auch Gesamthärte auftritt, die nach Norden mit zunehmender Überdeckung des Buntsandsteinaquifers durch Muschelkalkschichten ansteigt. Damit wird auch hydrochemisch deutlich, daß die Fassungsanlagen bei Wilferdingen nicht nur Buntsandstein-Grundwasser, sondern auch solches aus den Muschelkalkschichten fassen.

4.9 Isotopenphysikalische Zusammensetzung des Grundwassers

In ausgewählten Grundwassermeßstellen wurden Tritium, Deuterium und Sauerstoff-18 bestimmt. Deuterium und Sauerstoff-18 Untersuchungen ergaben, daß die Verbandsbrun-

nen nicht unmittelbar durch die Pfinz beeinflusst werden (Abb. 4). Gleichzeitig wurde bestätigt, daß die Buntsandsteinwässer in einem höher gelegenen Einzugsgebiet neugebildet werden.

Die Ergebnisse der Tritiummessungen sind scheinbar widersprüchlich. Belegten Tritiumgehalte um 30 TU den Einfluß junger Wässer im Muschelkalkaquifer, so weisen sehr geringe Tritiumgehalte im Buntsandsteingrundwasserleiter darauf hin, daß dort nur eine sehr geringer Grundwasserumsatz stattfindet. Andererseits wurden aber in den Buntsandsteinmeßstellen CKW in

Spuren gefunden und der Markierungsversuch in der Meßstelle C 10 tief hat Abstandsgeschwindigkeiten im m/h-Bereich ergeben. Wenn auch die CKW-Spuren mit einem Fragezeichen zu versehen sind (sie könnten z.B. auch vom Bohrvorgang oder vom Ausbau der Meßstelle stammen), so scheint doch zwischen den geringen Tritiumgehalten in der Tiefe und den hohen Abstandsgeschwindigkeiten beim Markierungsversuch im Buntsandstein ein gewisser Widerspruch zu bestehen.

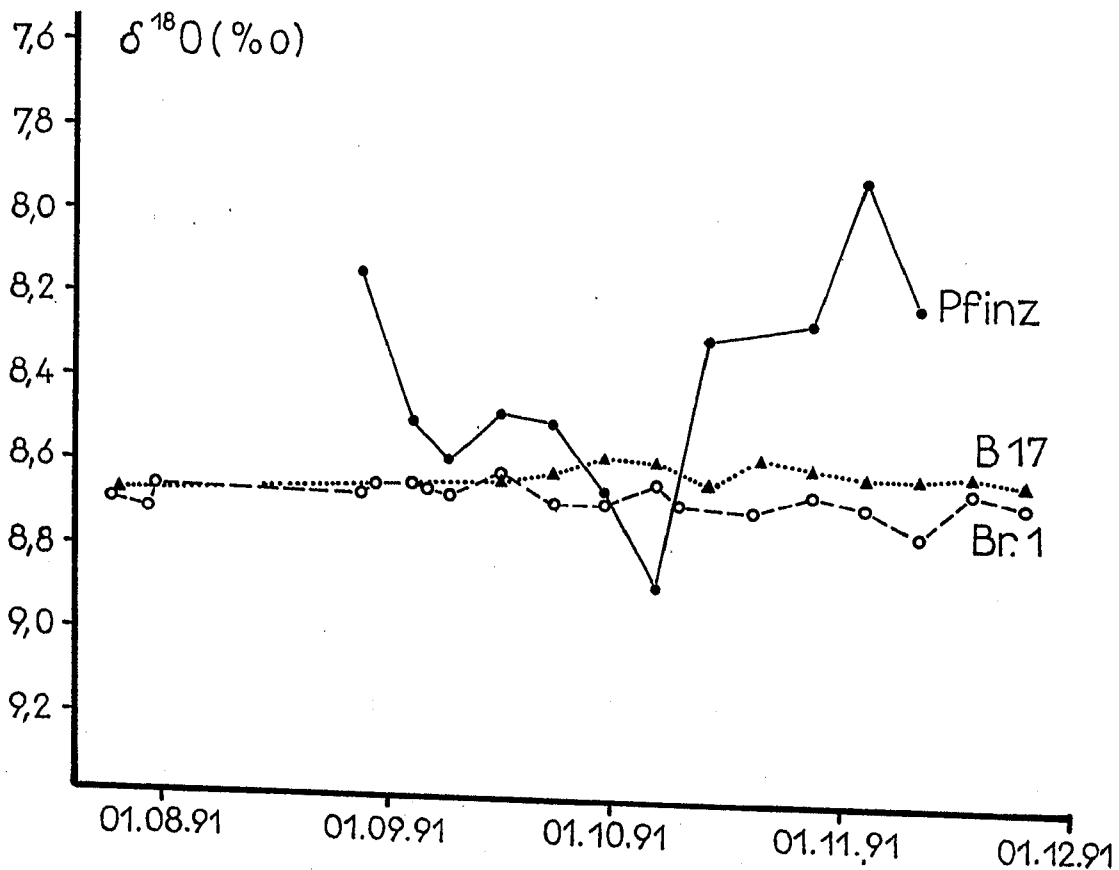


Abb. 4: Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Werte in der Pfinz und in den Brunnen Br.1 und B17 zur Klärung der Frage nach Uferfiltratanteilen. Aus HYDROISOTOP (1992)

4.10 Modellvorstellung zur Grundwasserzirkulation

Isotopen, Wasserspiegel und hydrochemische Messungen haben gezeigt, daß östlich der Fassungen bei den Seewiesenquellen

zwei deutlich gegeneinander abgegrenzte Grundwasserstockwerke vorhanden sind. Die Untersuchungen haben gleichzeitig

ergeben, daß im Buntsandsteinaquifer über weite Bereiche keine hohen Grundwasserumsätze stattfinden. Andererseits belegen Markierungsversuche bei geringer Potentialdifferenz hohe Abstandsgeschwindigkeiten zwischen den Eingabestellen und den genutzten Fassungen.

In Verbindung mit der geologischen Gesamtsituation im Bereich des Pfinztales ergibt sich folgende Modellvorstellung:

Ganz besonders im Graben und seinem Nahbereich, aber auch in größerer Entfernung ist die mesozoische Schichtenfolge zerrüttet. Aus der Kartierung und den morphologischen Merkmalen läßt sich die Vergitterung eines NNO-streichenden und eines SE streichenden Bruchnetzes vermuten. Die hydrogeologischen Befunde sprechen dafür, daß im Nahbereich des Grabenbruches die NNE streichenden Strukturen das Fließverhalten bestimmen, daß aber bei größerer Entfernung die SE streichenden Bruchlinien einen beherrschenden Einfluß gewinnen. Sie drainieren die Kluftgrundwasserleiter zum Pfinztalgraben.

Die NNE streichenden Verwerfungen sind in der Regel mit einem Vertikalversatz verbunden, die SE streichenden nicht. Offen bleibt bisher noch, ob dieses Kluftsystem im Buntsandstein in seiner Gesamtheit ständig durchflossen ist. Für ein ständiges Durchfließen zumindest einzelner Zonen spricht das weite Vordringen nicht mineralisierter Buntsandsteinwässer unter die Muschelkalküberdeckung bis zur Warmen Quelle in Stein. Dagegen spricht die offensichtlich recht scharfe Grenze zu hoch mineralisiertem Buntsandsteinwassers im Hundслоch und unterhalb des Sperlingshofs sowie die geringen Isotopengehalte des Wassers in den Buntsandsteinmeßstellen im Bereich Bärengrund.

Im Randbereich des Pfinztalgrabens ist die Zerrüttung am stärksten und der Grundwasseraustritt über die Seewiesenquellen am größten. Entsprechend ist in diesem Bereich auch der Umsatz maximal. Er nimmt aber nach Osten schnell ab. Auffallend und noch nicht erklärt ist die Beobachtung, daß der Bereich, der ausweislich der Wasserspiegelmessungen noch in Richtung Seewiesenquellen entwässert, nach Osten offensichtlich scharf begrenzt ist.

Obgleich es bisher keinen Beweis für eine relevante Versickerung von Muschelkalk-Grundwasser in den Buntsandstein gibt, kann doch nicht ausgeschlossen werden, daß entlang von Störungszonen bevorzugt oder auch flächenhaft geringe Mengen von Muschelkalkgrundwasser in den darunterliegenden Buntsandsteinaquifer gelangen.

Hydrochemie und Isotopie des in den Fassungen geförderten Grundwassers sprechen für eine Mischung beider Grundwasserkomponenten, die aber in relevantem Umfang wahrscheinlich erst in Nähe der Fassungsanlagen stattfindet.

TGA	Reihe C	Nr. 34	23 S., 14 Abb.	Tübingen, Oktober 1997
-----	---------	--------	----------------	------------------------

Fließsysteme und Karst im Muschelkalk von Nordwürttemberg

THEO SIMON *

Zusammenfassung: Die Hydrogeologie des Muschelkalks in Nordwürttemberg ist abhängig vom unterschiedlich vertikalen Aufbau der Gesteine und der Landschaftsgeschichte. Im Zusammenwirken mit der Verkarstung resultieren daraus sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung stark anisotrope Aquifersysteme. Deren wesentliche Kennzeichen sind: Schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke, großvolumige Karstabflußbahnen mit meist hohen Fließgeschwindigkeiten, hohe Anfälligkeit für Verunreinigungen, unterschiedliche physikalisch-chemische Grundwasserbeschaffenheit. Die Aquifersysteme lassen sich regional in drei Bereiche unterteilen, die Stadien der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung des Systems darstellen. Die Entwicklungsstadien weisen jeweils charakteristische Aquifereigenschaften auf.

* Anschrift des Autors: Dr. Theo Simon, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Zweigstelle Stuttgart, Urbanstr. 53; 70182 Stuttgart

1. Einleitung

Obwohl die Bevölkerung in weiten Teilen Nordwürttembergs stets von den Auswirkungen der Hydrogeologie des Muschelkalkkarsts betroffen war - sei es durch die Wasserarmut auf den Hochflächen, durch Bach- oder Flußversickerungen in den Tälern oder durch stark verunreinigtes Trinkwasser, besonders nach Niederschlägen - ließ die Einsicht, daß der Muschelkalk starke Verkarstung zeige, in der geologischen Wissenschaft lange auf sich warten. Erst Georg Wagner hat sich in mehreren seiner Arbeiten [z.B.1, 2, 3, 4] ausführlicher mit der Karsthydrogeologie des Muschelkalks befaßt, ohne allerdings hydrogeologische Untersuchungen im heutigen Sinne durchzuführen. Dies erfolgte erst ab etwa 1950, als mit Hilfe der Beratungstätigkeit des Geologischen Landesamts zahlreiche Grundwasservorkommen für Trinkwasserzwecke im Muschelkalk erschlossen wurden. Ab 1970 setzten großräumige systematische Untersuchungen der Muschelkalk-Hydrogeologie im Rahmen von Dissertationen an den Universitäten Stuttgart und Tübingen ein [5, 6, 7, 8, 9, 10, 11]. Neben vielen Einzelarbeiten wurde auch die Hydrogeologische Dokumentation Main-Tauber-Kreis und die Hydrogeologische Kartierung Heilbronner Mulde vorgelegt [12, 13]. Parallel zu den hydrogeologischen Untersuchungen lief die Erforschung der Muschelkalkhöhlen, die viel Neues zur Kenntnis des Muschelkalkkarsts beigetragen hat.

2. Lithologischer Aufbau des Muschelkalks (Abb. 1)

Der Untere Muschelkalk (mu) beginnt über den gering wasserdurchlässigen Gesteinen

des Oberen Buntsandsteins (Rötton) mit einer bis zu 2 m mächtigen Dolomitsteinbank, der eine Wechsellagerung von Ton-, Dolomit-, bzw. Kalkstein folgt. Im S hält diese Wechsellagerung generell bis in den höheren mu an, während im N schon im unteren mu der Wellenkalk einsetzt. Die karbonatischen Sedimente sind im S bis in den höheren mu dolomitisiert. In die Wellenkalksteine, die einen Tongehalt von bis zu 20 % aufweisen, sind Bänke eingelagert (z.B. Schaumkalkbänke), die aus porösem, nahezu reinem bioklastischem Kalkstein bestehen. Den Abschluß des mu bildet eine Wechsellagerung aus Ton-, Kalk-, Dolomitstein und Sulfatgestein (Geislingen-Formation).

Der Mittlere Muschelkalk (mm) ist als salinärer Zyklus ausgebildet: Dolomitstein - Sulfatgestein - Steinsalz - Sulfatgestein - Dolomitstein. Oft sind die salinaren Gesteine (Gips, Anhydrit, Steinsalz) ganz oder teilweise ausgelaugt.

Der Obere Muschelkalk (mo) setzt mit Kalksteinen ein, geht dann im mittleren Teil in eine Tonstein-Kalkstein-Wechsellagerung über und endet mit Kalksteinen. In die Kalksteine sind bis zu 1 m mächtige Tonsteinschichten (Tonhorizonte) eingelagert. Im oberen Teil des mo ist im S (Murr-, Rems-, Enzgebiet) eine bis zu 12 m mächtige Dolomitfolge eingeschaltet (Trigonodus-Dolomit).

Aus der Abfolge des marinen Muschelkalks läßt sich ein zyklischer Aufbau erkennen: Transgressiv-regressive Großzyklen im mu und im mo; ein salinärer Zyklus im mm. Diese Großzyklen werden von Zyklen kleinerer Ordnung aufgebaut [14, 15, 16].

Folgende Rückschlüsse können aus der Lithologie des Muschelkalks für die Hydrogeologie gezogen werden:

1. Es können zwei Arten von Karst auftreten: Karbonat- und Salinarkarst.
2. Der zyklische Wechsel von gut gebankten und geklüfteten Karbonaten mit Tonsteinen, was ein Wechsel von gut mit gering wasserdurchlässigen Gesteinen bedeutet, führt zu einer schichtgebundenen Grundwasserführung, bei entsprechender Exposition zu schwebenden Grundwasser-Stockwerken. Entsprechende Erscheinungen sind beim Wechsel von tonigen, meist feinschichtigen mit reinen Karbonatschichten zu erwarten.
3. Da die Auslaugung der salinaren Gesteine im mm sehr viel schneller abläuft als die Verkarstung der Karbonatgesteine im mo, muß eine Mächtigkeitsreduzierung im mm eine Auflockerung der hangenden Gesteine zur Folge haben, was zu einer Beschleunigung und Intensivierung der Verkarstung im mo führt (Abb. 2).
4. Stark mineralisierte Wässer (NaCl, CaSO₄) können durch Auflösung der salinaren Gesteine des mm auftreten.
5. Der gesamte Muschelkalk ist nicht als ein Aquifer, sondern als ein Aquifersystem aufzufassen.
6. Die Sohle des Systems kann durch folgende Schichten gebildet werden:
 - unausgelaugte Salinargesteine des mm,
 - ausgelaugte, überwiegend tonige Gesteine des mm,
 - den tonigen unteren Teil des mu (im S),
 - den Rötton des Buntsandsteins (im N).

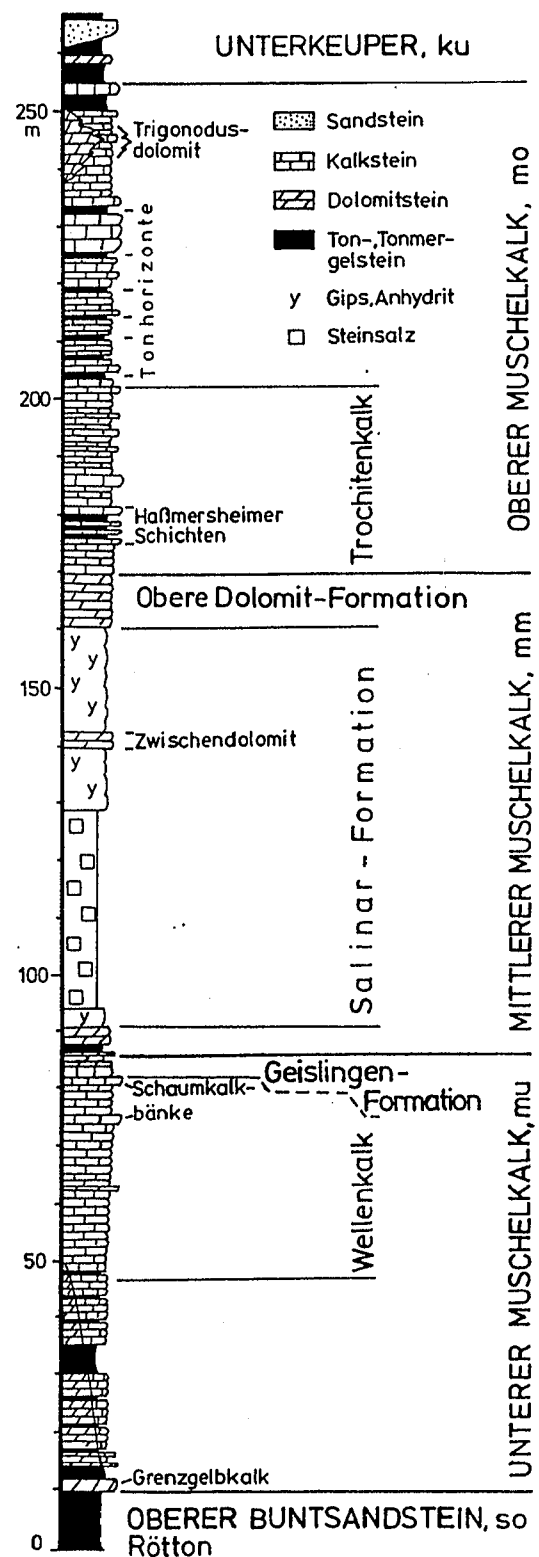


Abb.1: Standardprofil des Muschelkalks in Nordwürttemberg mit den im Text erwähnten lithostratigraphischen Einheiten. Mittlerer Muschelkalk nicht ausgelaugt, vgl. Abb. 2.

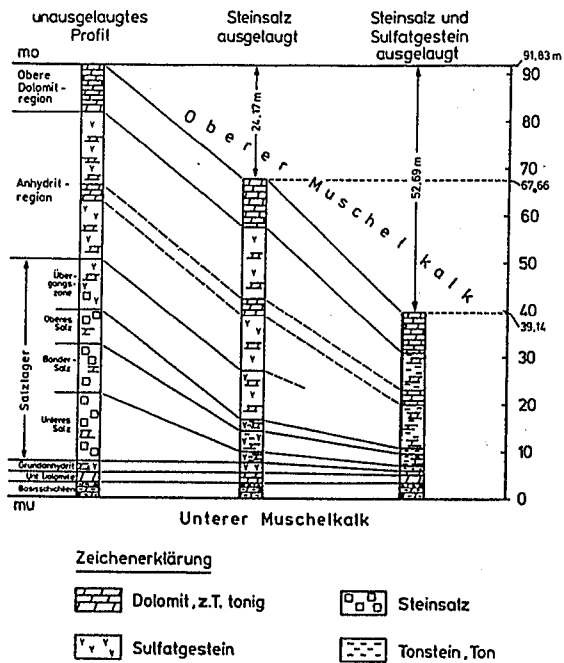


Abb.2: Mächtigkeitsreduzierung des Mittleren Muschelkalks durch Steinsalz- und Sulfatgesteinsauslaugung im Heilbronner Gebiet am Beispiel der neuen Solebohrung Bad Rappenau. Aus [17, 21].

3. Landschaftsgeschichtliche Entwicklung des Aquifersystems

Jeder Grundwasserleiter hat seine Geschichte, die streng genommen schon mit der Sedimentation beginnt. Am Beispiel des mu zeigt sich dies besonders deutlich an den nach S stratigraphisch höher reichenden tonigen Gesteinen (=Sohlschicht, s. Pkt. 6, Kap. 2). Den bedeutensten Einfluß auf regionale Unterschiede in der Hydrogeologie des Muschelkalks hat jedoch die landschaftsgeschichtliche Entwicklung des betrachteten Gebiets [18,19]. Hierbei spielt die abschnittsweise Rückverlegung der Keuperschichtstufe (Abb. 3) eine entscheidende Rolle.

Da die Verkarstung im mo (von wenigen Ausnahmen abgesehen, s.u.) erst beginnt, wenn die Erosion der hangenden Schichten bis in den unteren Mittelkeuper

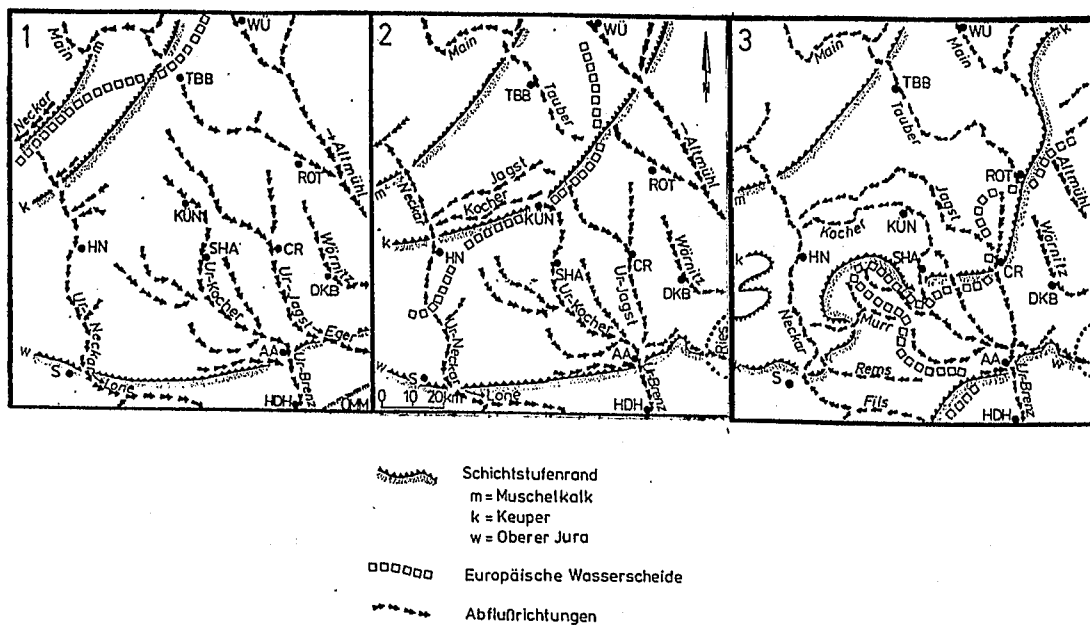


Abb. 3: Schichtstufenränder und Flußsystem im Tertiär und Quartär; 1 = Beginn des Miozän; 2 = Obermiozän; 3 = älteres Pleistozän. Aus (18).

(Gipskeuper) vorgedrungen ist, die Auslaugung des mm-Salinars erst einsetzt, wenn die Erosion den mo erreicht hat und die Verkarstung im mu erst wirksam wird, wenn die Erosion den unteren mm erfaßt hat, lassen sich nach Abb. 3 folgende Bereiche abgrenzen (Abb. 4):

Bereich 1: S und östlich - d.h. von N gesehen hinter der heutigen Keuperschichtstufe.

Bereich 2: Zwischen der obermiozänen Keuperschichtstufe und der heutigen; das Gebiet im Unterlauf der Flüsse Kocher und Jagst zählt jedoch zum Bereich 2, da durch die geringere Hebung (Heilbronner und Löwensteiner Mulde) die Erosion in den Tälern noch nicht in den tieferen Muschelkalk (mm, mu) vorgedrungen ist.

Bereich 3: Zwischen Keuperschichtstufe im Obermiozän (Ausnahme: s.o. Unterlauf von Kocher und Jagst) und der heutigen Muschelkalkschichtstufe.

Die verschiedenen Bereiche repräsentieren Entwicklungsstadien des Muschelkalk-Aquifersystems.

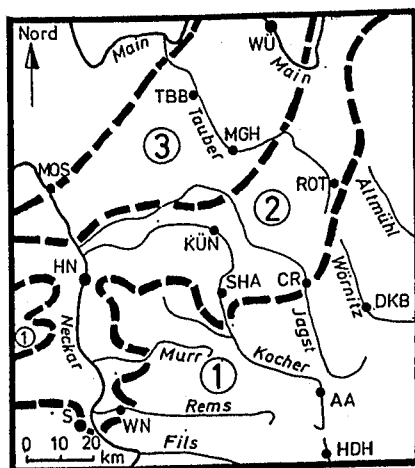


Abb. 4: Die Bereiche 1 bis 3 stellen auf die Landschaftsgeschichte zurückzuführende Entwicklungsstadien des Muschelkalk-Aquifersystems dar.

Im **Bereich 1** (Beispiel s. Kap. 4.1) hat die Verkarstung noch nicht begonnen, wenn man von einer beginnenden Verkarstung in stark tektonisch gestörten Gebieten absieht, wie z. B. am Schwäbischen Lineament (z.B. Thermalwasserbohrungen Aalen) oder im Bereich des Fildergrabens (z.B. Mineralwassersystem von Stuttgart-Bad Cannstatt). Im Bereich 1 ist deshalb der Muschelkalk generell als gering (mo) oder nahezu undurchlässiger (mu) Kluftgrundwasserleiter entwickelt, der durch das hier als Grundwassernichtleiter zu bezeichnende Salinar im mm zweigeteilt ist. Es treten nur hochsalinare Wässer auf.

Es ist einleuchtend, daß infolge der Schichtstufengenese (Abb. 3) das Entwicklungsstadium des Bereichs 1 ehemals auch im **Bereich 2** (Beispiele s. Kap. 4.2) existent war. Infolge der Erosion der hangenden Gesteine - auf den Hochflächen bis meist in den Unterkeuper, in den Tälern bis in den Oberen Buntsandstein - konnten sich die Muschelkalkaquifere weiterentwickeln: Der mo ist in intensiver Verkarstung begriffen, mit allen Erscheinungen des voll ausgebildeten Karsts wie oberirdisch abflußlose Gebiete (Kap. 5.1), Erdfälle (Kap. 5.2), schwebende Schichtgrundwasser Stockwerke (Kap. 5.3) und Höhlen (Kap. 5.4). Der mm weist bis auf wenige Teilbereiche kein massives Steinsalz mehr auf. In Talrandnähe ist auch das Sulfatgestein meist vollständig ausgelaugt. Die Auslaugungsvorgänge führten zu einer Intensivierung der Verkarstung und damit zu einer starken Erhöhung der Durchlässigkeit und des Speichervolumens über dem Salinar. Die Auslaugungsgesteine des mm bilden zusammen mit den noch teilweise erhaltenen Sulfatgesteinen unter den Hochflächen die Sohle des Karstgrundwasserleiters im mo und obersten mm. Eine in diesem Bereich noch anhaltende

Auslaugung bedingt, daß unmittelbar über der Aquifersohle hochmineralisierte Wässer auftreten können. Der *mu* ist im Bereich 2 noch nicht verkarstet.

Im **Bereich 3** (Beispiel Kap. 4.3) fehlt bis auf tektonisch tief liegende Gebiete der Unterkeuper vollständig. Das Entwicklungsstadium des Bereichs 2 liegt hier mehrere Millionen Jahre zurück und die Weiterentwicklung hat zu folgendem Erscheinungsbild geführt:

Der *mo* ist zwar intensiv verkarstet, die Karsthohlräume sind jedoch in den obersten 20 m ab Landoberfläche meist mit Lehm (Verwitterungslehm und Lößlehm) plombiert. Die Tonsteinschichten des *mo* sind stärker wasserdurchlässig geworden, so daß schwebende Grundwasserleiter nicht mehr in der weiten Verbreitung anzutreffen sind wie im Bereich 2.

Die Haupttäler sind bis in den *mu* oder den *so* eingetieft und der *mm* ist bis auf inselförmige, aber schon beträchtlich angelagte Sulfatgesteinsvorkommen - mit dadurch bedingten Erdfällen und Karstwannen - ausgelaugt. Der *mm* wurde dadurch stärker wasserdurchlässig, die Aquifersohle der Bereiche 1 und 2 ist also nicht mehr vorhanden. Der gut wasserdurchlässige *mo* führt deshalb nur noch wenig Grundwasser, da dieses durch den *mm* hindurch in den im Bereich 3 teilweise stark verkarsteten *mu* absinkt. Die Aquifersohle wird im N vom Rötton des Buntsandsteins, im S von Tonsteinen des *mu* gebildet.

Natürlich gibt es Übergänge zwischen den einzelnen Bereichen. Diese sind aber wegen der weitgehenden Lagebeständigkeit der ehemaligen Schichtstufen nur sehr schmal (wenige km) und auf die Umgebung der ehemaligen Schichtstufenränder beschränkt. Folgende Ergebnisse für die Hydrogeologie des Muschelkalks sind aus der land-

schaftsgeschichtlichen Entwicklung zu ziehen:

1. Das Nebeneinanderliegen der einzelnen Bereiche ermöglicht die Entwicklungsgeschichte der Muschelkalk-Grundwasserleiter aufzuzeigen.
2. Die Muschelkalkaquifere in einer geologisch gleich alten Schichtenfolge sind nur vergleichbar, wenn deren Entwicklungsgeschichte berücksichtigt wird, d. h. beispielsweise: Vom am besten erforschten Bereich 2 bekannte hydrogeologische Verhältnisse dürfen nicht ohne weiteres auf den Bereich 3 übertragen werden. Hierzu zwei praktische Beispiele:
 - Bei einem Grundwasserschadensfall auf einer Hochfläche im Bereich 2 darf man als sicher voraussetzen (Ausnahme: tektonisch stark gestörte Gebiete und Talrandposition), daß der Schadstoff nicht die dortige Aquifersohle durchdringt. Im Bereich 3 jedoch kann das Karstgrundwasser im *mu* sehr schnell verunreinigt werden.
 - Im Bereich 2 führen in der Regel die untersten Schichten des *mo* und die obersten des *mm* reichlich Grundwasser. Bei Grundwassererschließungen darf man hier voraussetzen, genügend, wenn auch gelegentlich durch Kalziumsulfat höher mineralisiertes Grundwasser vorzufinden. Im Bereich 3 dagegen wird man in diesen stratigraphischen Bereich selten fündig, weil eben das Grundwasser durch den *mm* in den *mu* absinken kann.

4. Fließsysteme

Als Fließsysteme werden begrenzte Gebiete aus den in Kap. 3 genannten Bereichen vorgestellt.

4.1 Schwäbisch-Fränkische Waldberge

In diesem zu Bereich 1 gehörenden Gebiet ist der Muschelkalk von bis zu 300 m mächtigen Keuperschichten bedeckt, teilweise noch von Unterjura. Vom Muschelkalk liegen zwar keine unmittelbar gewonnenen Erkenntnisse (z.B. durch Bohrungen) aus dem Kernbereich des Gebiets vor, wohl aber von den Randbereichen. Bei Löwenstein, Waldenburg, Schwäbisch Hall und Bad Rietenau wurden Bohrungen für Mineralwassererschließungen bis zum Salinar des mm (bei Löwenstein nur oberste 20 m des mo) abgeteuft. Alle Bohrungen zeigten folgende Gemeinsamkeiten:

- sehr geringe technische Ergiebigkeiten (max. 1 l/s) bei hohen Absenkungen (bis > 20 m), was Transmissivitätswerten (T) von $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ oder darunter entspricht; k_F -Wert bei einer Aquifermächtigkeit von ca. 100 m: $1 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$; also für einen Grundwasserleiter sehr geringe Werte;
- gespanntes Grundwasser unter den Keuperschichten;
- keine korrodierten Klüfte, die auf Verkarstung schließen ließen;
- keine Auslaugung im mm-Salinar (= Salinar-Formation, Abb. 1);
- hohe NaCl-Gehalte schon im mo, was darauf zurückzuführen sein könnte, daß die Ausbreitung infolge molekularer Diffusion für NaCl in der Größenordnung der Grundwasserfließgeschwindigkeit (wenige m/a) liegt;
- Einzugsgebiete der Muschelkalkbohrungen liegen in Richtung des Berglands.

Aus Erkenntnissen in den Salzbergwerken Heilbronn und Kochendorf läßt sich für den mu bei vollständig erhaltenem mm-Salinar sagen, daß die Klüfte nahezu ganz mit Kalzit oder Kalziumsulfat verheilt sind, also der mu und auch das mm-Salinar quasi wasserundurchlässig sind. Der Grundwasserabstrom aus dem gesamten Gebiet im mo läßt sich mit $Q = k_F \cdot F \cdot i_0$ ($F = 100000 \cdot 100 \text{ m}^2$, $i_0 = 0,01$) zu 10 l/s abschätzen. Bei einer Einzugsgebietsfläche von ca. 500 km^2 ergibt sich eine Abflußspende von $0,02 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Abschätzungen zur Fließgeschwindigkeit führen mit einem angenommenen Hohlraumvolumenanteil von 0,001 zu ca. 30 m/a.

Die geschilderten Verhältnisse gelten allerdings nicht für Gebiete mit hoher Keuperüberdeckung, die etwa S Aalen - Ludwigsburg - Weil der Stadt liegen, wo der Trigonodusdolomit im obersten mo mächtiger ausgebildet ist und aufgrund seiner höheren, diagenetisch bedingten Porosität und besonderer Gesteinslösungsmechanismen stärkere Wasserdurchlässigkeit als die mo-Kalksteine aufweist. In stark tektonisch gestörten Gebieten kann eine höhere Klüftigkeit auftreten, was ebenfalls zu einer höheren Durchlässigkeit führt. Beispiel: Die im Schwäbischen Lineament liegenden benachbarten Thermalwasserbohrungen Aalen mit technischen Ergiebigkeiten von je ca. 5 l/s [20].

4.2 Heilbronner Mulde und Hohenlohe

Diese Gebiete sind zum Bereich 2 zu stellen (Kap. 3). Zum Bereich 1 besteht nur ein sehr schmaler Übergang (wenige km), in dem sich die Keuperschichtstufe in Richtung der oberen Landterrasse (= Keupersandsteinhochfläche) bewegte.

4.2.1 Heilbronner Mulde

Ein näher untersuchtes Beispiel für den Übergang vom Bereich 1 in den Bereich 2 ist am östlichen Rand der tektonisch angelegten Heilbronner Mulde [13] ausgebildet (Abb. 5).

Unterhalb mächtiger Keuperbedeckung herrschen hydrogeologische Verhältnisse wie in Kap. 4.1 beschrieben. Im Bereich des Neckartals allerdings ist der obere Grundwasserleiter im Muschelkalk (mo und oberster mm) bereits verkarstet, insbesondere die unteren Bereiche mit der Oberen Dolomit-Formation des mm, wo N und S von Heilbronn durch Auslaugungen im oberen mm-Salinar (Gips, Anhydrit) Auflockerungen im hangenden Gebirge stattgefunden haben.

Es treten T-Werte von bis zu $1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ auf [13]. Beim Abteufen des Schachts für das Kochendorfer Steinsalzbergwerk mußten beispielsweise ca. 160 l/s bei der Sumpfung aus den Oberen Dolomiten im Jahr 1857 abgepumpt werden. Katastrophal waren die Wassereinbrüche von ca. 280 l/s nach dem Einbruch des Jagstfelder Bergwerks im Jahr 1895 [21].

Es hat sich infolge des Gesteinsaufbaus (Auslaugung im mm, Tonsteinlagen im mo) eine deutliche Differenzierung in vertikaler Richtung ausgebildet: Der untere Teil des Karststockwerks weist eine höhere Durchlässigkeit auf (Abb. 6, 7). Die Tonmergelsteinlagen sind Bereiche geringerer Durchlässigkeit.

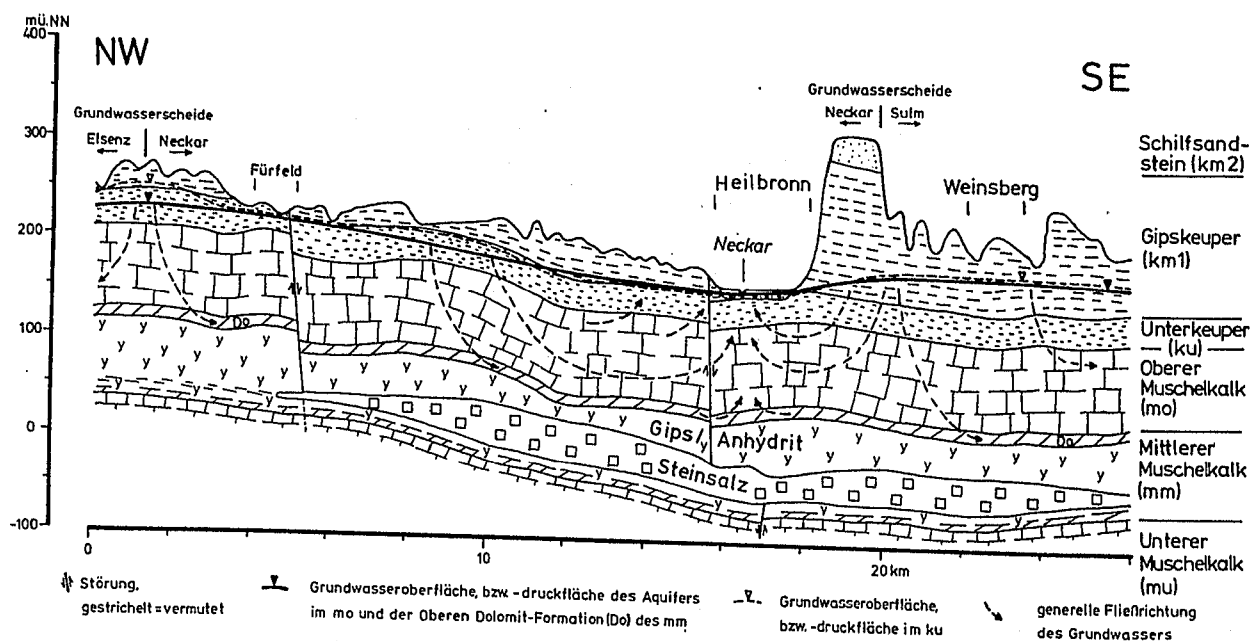


Abb. 5: Hydrogeologischer Schnitt durch das Aquifersystem des Muschelkalks bei Heilbronn.

Die Aquifersohle (um Heilbronn: mm-Salinar; S und N Heilbronn: Auslaugungsgesteine des mm) liegt stets unter der Vorflut (Neckar mit Nebenbächen). Im S

und N ist die Grundwasseroberfläche frei, so daß örtlich schwebende Grundwasserstockwerke (Kap. 5.3) ausgebildet sind. Im Zentrum der Heilbronner Mulde (etwa

Stadtbereich von Heilbronn) ist das Grundwasser gespannt. Hier treten im mo salinare und tritiumfreie Wässer auf, die im freien Bereich nicht vorkommen. Entsprechend verhalten sich die Fließgeschwindigkeiten: Im südlichen und nördlichen Gebiet im m/h-Bereich (Hohlraumvolumen ca. 1,5%), im zentralen Bereich einige Zehnermeter/d (Hohlraumvolumen unter 1%).

Während in den stärker ausgelaugten Bereichen des mm (Steinsalz nicht mehr vorhanden) im S und N das mm-Salinar noch eine gewisse Wasserdurchlässigkeit aufweist, ja teilweise in Dolomitsteinschichten (Zwischendolomit) stärker wasserführend ist, kann im zentralen Gebiet der mm (Steinsalz noch vorhanden) als quasi wasserundurchlässig betrachtet werden, obwohl auch hier noch kleinräumige isolierte Wasserkommen vorhanden sind, wo allerdings k_f -Werte von weniger als $1 \cdot 10^{-9}$ m/s auftreten. Letzteres gilt auch für den mu im gesamten Gebiet, da nahezu sämtliche Klüfte mit Kalzit oder Sulfat verheilt sind. Das Aquifersystem des Muschelkalks ist hier nicht unabhängig von den hangenden Aquiferen im Keuper und im Quartär.

Der größte Teil der Grundwasserneubildung (bis $5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) erfolgt über diese Schichten. Eine strikte Trennung in in sich abgeschlossene Aquifere besteht also nicht. Der klassische Fall von "cross-formation-flow" [22] ist hier ausgebildet.

4.2.2 Hohenlohe

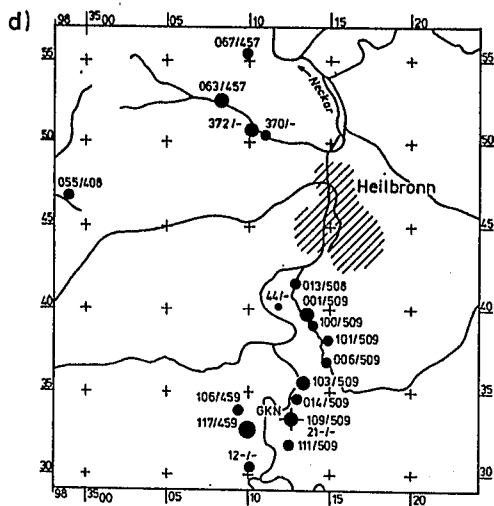
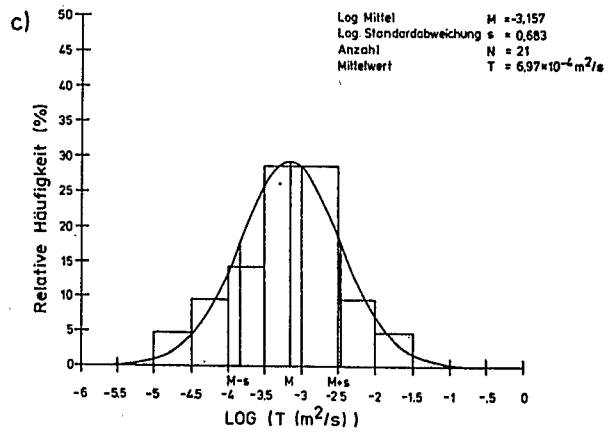
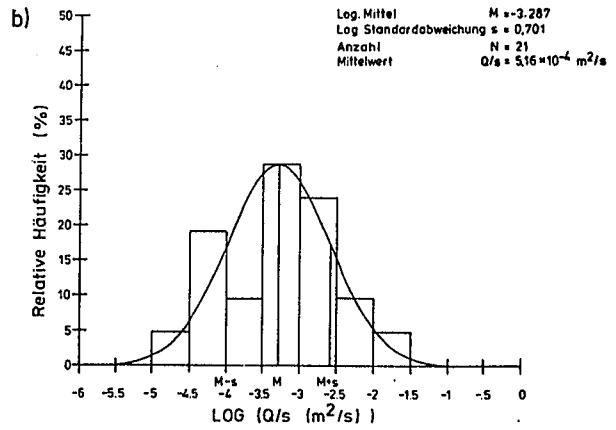
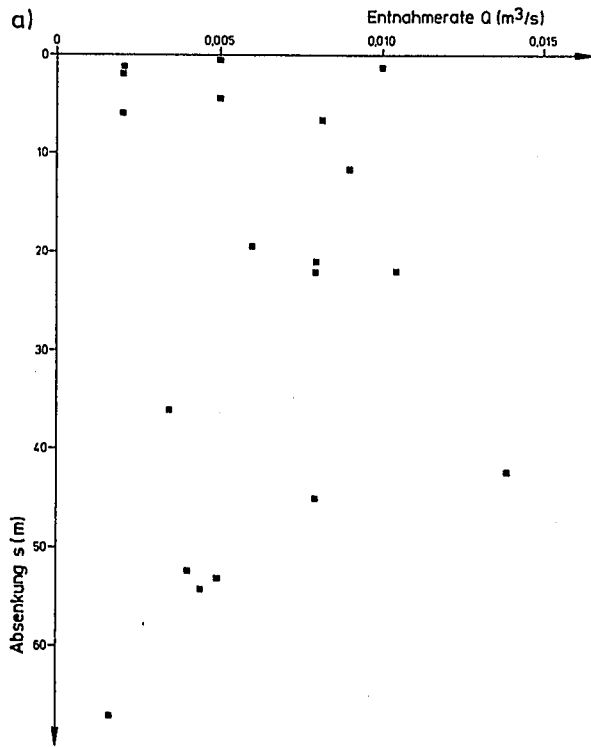
Bis auf die südlichen und östlichen Randbereiche sind in diesem typischen Muschelkalk-Karstgebiet die Vorfluter bis in

den mu, teilweise bis in den Buntsandstein eingetieft. Der meist über dem Vorflutniveau ausstreichende mo ist stark verkarstet. Der mm ist in Talrandnähe vollkommen ausgelaugt. Unter den Hochflächen sind noch Sulfatgesteine vorhanden. Steinsalz in mächtiger Ausbildung ist nur von der Nähe der Keuperschichtstufen bekannt.

Der mu ist im Bereich 2 (Kap. 3) nicht verkarstet, sondern als gering ergiebiger Kluftgrundwasserleiter ausgebildet. Das näher untersuchte Gebiet zwischen Kocher und Jagst (Abb. 8) weist im mo nahezu flächendeckend schwebende Karstgrundwasser-Stockwerke (Kap. 5.3) über stauenden Tonsteinlagen auf [9].

In der Nähe von tief eingeschnittenen Tälern werden die Tonsteine infolge zunehmender Auslaugung im mm und durch Hangentlastung sich öffnende Klüfte stärker wasserdurchlässig. Schwebende Stockwerke können deshalb dort fehlen.

Die Aquifersohle des Karstgrundwasserleiters (mo und oberster mm) wird von tonigen Auslaugungsgesteinen des mm gebildet. Die Mächtigkeit der grundwasserführenden Schichten über der Aquifersohle beträgt kaum mehr als 30 m. Dieser tiefe Aquiferbereich ist zwar gut wasserdurchlässig, die T-Werte liegen in der Größenordnung von $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, aber weniger ergiebig, was sich in der Schüttung von Quellen (bis 5 l/s) ausdrückt. Letzteres hat zwei Gründe, einmal die durch die starke Zertalung eingeschränkten Einzugsgebiete und zum andern das "Abfangen" des von oben zusickernden Wassers in den schwebenden Stockwerken. In diesen ist, da oberflächennäher gelegen, die Verkarstung, oft verbunden mit Höhlenbildung (Kap. 5.4), intensiver. Das gesamte Hohlraumvolumen übersteigt aber auch in diesen Bereichen 2% nicht.



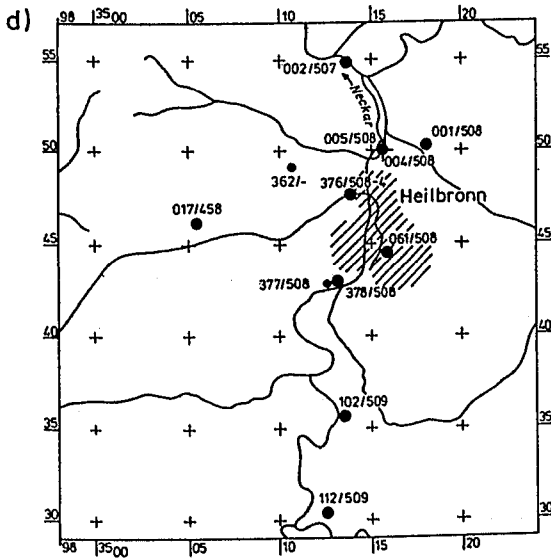
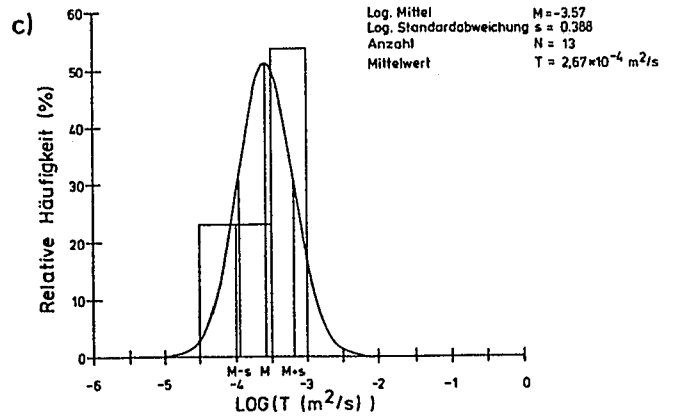
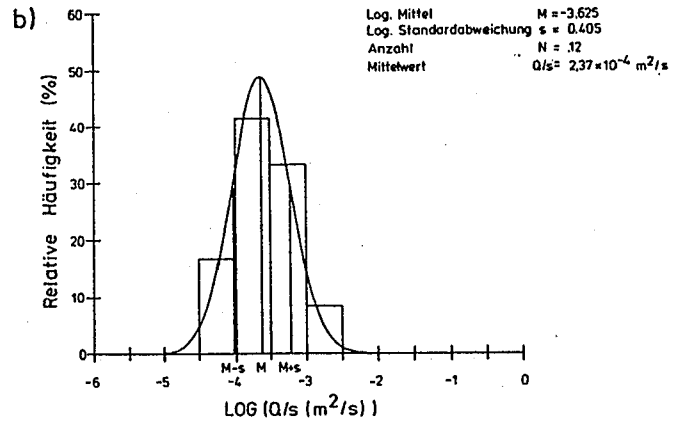
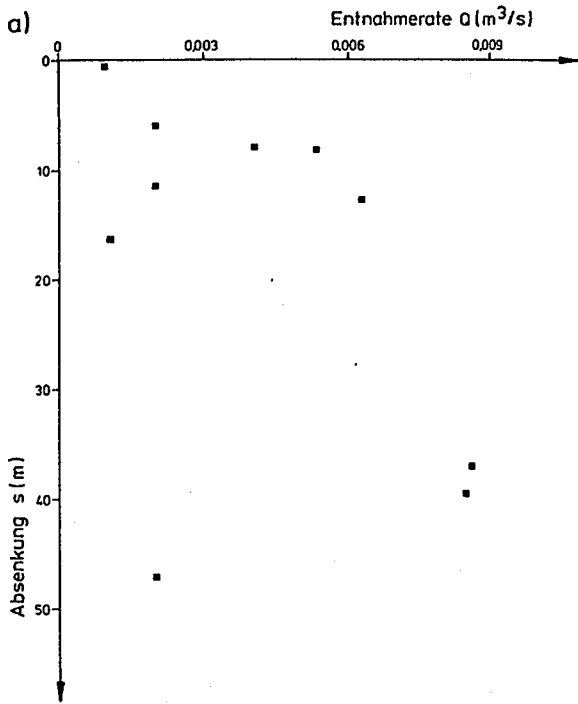
- a) Q/s - Diagramm
- b) Q/s - Verteilung
- c) T-Wert-Verteilung
- d) Lage der Meßstellen mit Angabe der LfU- Nummer und Darstellung des gerundeten T-Wertes

Zeichenerklärung:

Transmissivität in m^2/s

- $10E - 2$
 - $10E - 3$
 - $10E - 4$
 - $10E - 5$
 - ◆ Mittelwert von 2 nebeneinander stehenden Meßstellen
- Stadtgebiet Heilbronn schraffiert

Abb. 6: Aquiferparameter im Bereich der Oberen Dolomit-Formation des mm und des Trochitenkalks (mo) der Haßmersheimer Schichten. Aus [13].



Zeichenerklärung:

Transmissivität in m^2/s

- $10E-4$
- $10E-5$
- ◆ Mittelwert von 2 nebeneinanderstehenden Meßstellen

Stadtgebiet Heilbronn schraffiert

a) Q/s - Diagramm

b) Q/s - Verteilung

c) T-Wert-Verteilung

d) Lage der Meßstellen mit Angabe der LfU-Nummer und Darstellung des gerundeten T-Wertes

Abb. 7: Aquiferparameter im mo oberhalb der Haßmersheimer Schichten. Aus [13].

Die Fließgeschwindigkeiten, durch zahlreiche Markierungsversuche nachgewiesen, können 300 m/h übersteigen. Quellen, die von solch gut durchlässigen Fließsystemen gespeist werden, weisen Schwankungen von NQ:HQ bis $< 1:100$ auf. Die Grundwasserneubildungsrate liegt zwischen 4 und 5 l/s·km², bei durchschnittlichen Jahresniederschlägen von bis zu 800 mm. Starke chemische und bakterielle Verunreinigungen können in diesen nur von einer geringmächtigen (< 20 m) Unterkeuperdecke geschützten Aquiferen auftreten (Kap. 5.3).

Das Wasser im mo und obersten mm ist isotonenphysikalisch mit mittleren Verweilzeiten von maximal einigen Jahren sehr jung. Ein besonders eindrucksvolles Fließsystem ist das zwischen der Jagst unterhalb Crailsheim und der Bühler, einem Nebenfluß des Kochers (Abb. 9). Durch Versickerungen im Jagstbett und von Bächen östlich der Jagst gehen hier dem unterirdischen Einzugsgebiet der Jagst bis etwa 100 l/s an das Einzugsgebiet des Kochers verloren. Die unterirdische Fließstrecke mit über 17 km sind für den Muschelkalk sehr lang. Fließgeschwindigkeiten von über 60 m/h sind nachgewiesen [5, 23].

Mit Hilfe von Markierungsversuchen konnten sehr hohe Werte für die longitudinale Dispersion, D_L (bis > 19 m²/s) und die Dispersivität, a_L (bis > 1900 m), abgeschätzt werden. Für die Entstehung eines solchen Fließsystems ist eine große Zeitspanne erforderlich. Aus landschaftsgeschichtlichen Forschungen und Verkarstungsmodellrechnungen konnte ein Entstehungsbeginn vor etwa 700 000 Jahren ermittelt werden [23].

4.3 Taubergrund

Dieses hydrogeologisch gut untersuchte Gebiet [8, 11, 12] ist zum Bereich 3 (Kap.3) zu rechnen. Der Muschelkalk trägt nur mehr eine spärlich verbreitete und geringer als 10 m mächtige Unterkeuperbedeckung (z.B. Abb.10). Der mo führt i.d.R. nur mehr in der Nähe der Grundwasserscheiden an seiner Basis Grundwasser. Er ist daher nur wenig ergiebig. Infolge der im Lauf der Entwicklungsgeschichte des Karstsystems stärker wasserdurchlässig gewordenen Tonsteinschichten treten schwebende Stockwerke im mo kaum noch auf. Die Kalksteine des mo sind stark verkarstet, jedoch sind die Karsthohlräume bis ca. 20 m unter die Erdoberfläche stark verlehmt (Verwitterungslehm, Lößlehm). Dies bedingt eine geringe Wasserdurchlässigkeit der oberflächennahen Schichten, was z. B. bei Markierungsversuchen mit Eingabe in Schürfruben zu Schwierigkeiten führte, da trotz der starken Verkarstung das Markierungsmittel mit dem Spülungswasser kaum versickerte.

Die Salinargesteine des mm sind bis auf wenige Sulfatgesteinsreste ausgelaut. Die Auslaugungsgesteine sind gering wasserdurchlässig, weshalb sie hier auch eine stauende Wirkung auf das Grundwasser im mo ausüben. Gelegentlich treten geringschüttende Quellen (bis 1 l/s) über den Auslaugungsgesteinen aus. Innerhalb der Auslaugungsgesteine führen klüftige Dolomite schichtgebundenes Grundwasser, das einen hohen Sulfatgehalt besitzen kann. Quellen mit mittleren Schüttungen bis zu 5 l/s können diesen Dolomiten zugeordnet werden.

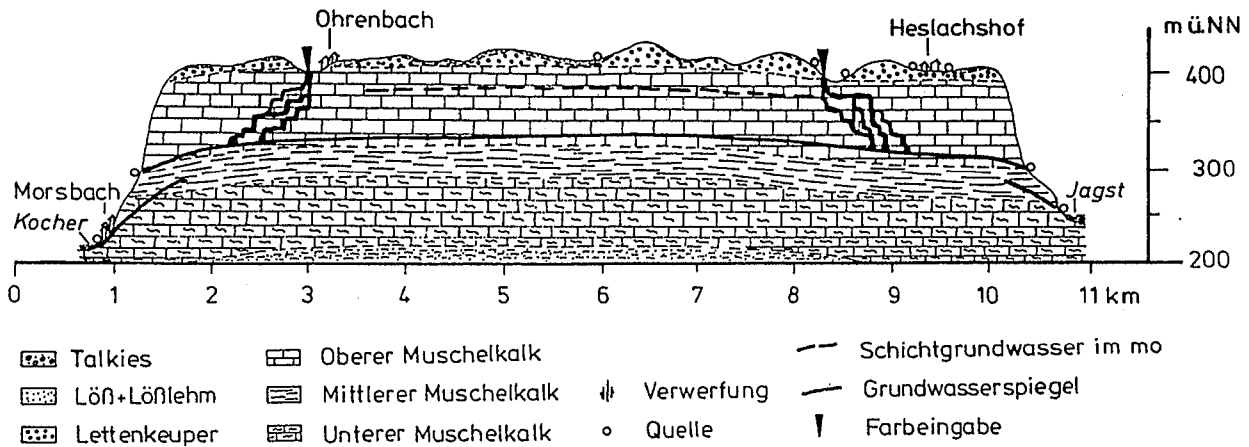


Abb. 8: Hydrogeologischer Schnitt durch das Muschelkalk-Aquifersystem bei Künzelsau (Hohenlohe). Aus [9]. Ein besonders eindrucksvolles Fließsystem ist das zwischen der Jagst unterhalb Crailsheim und der Bühler, einem Nebenfluß des Kochers (Abb. 9).

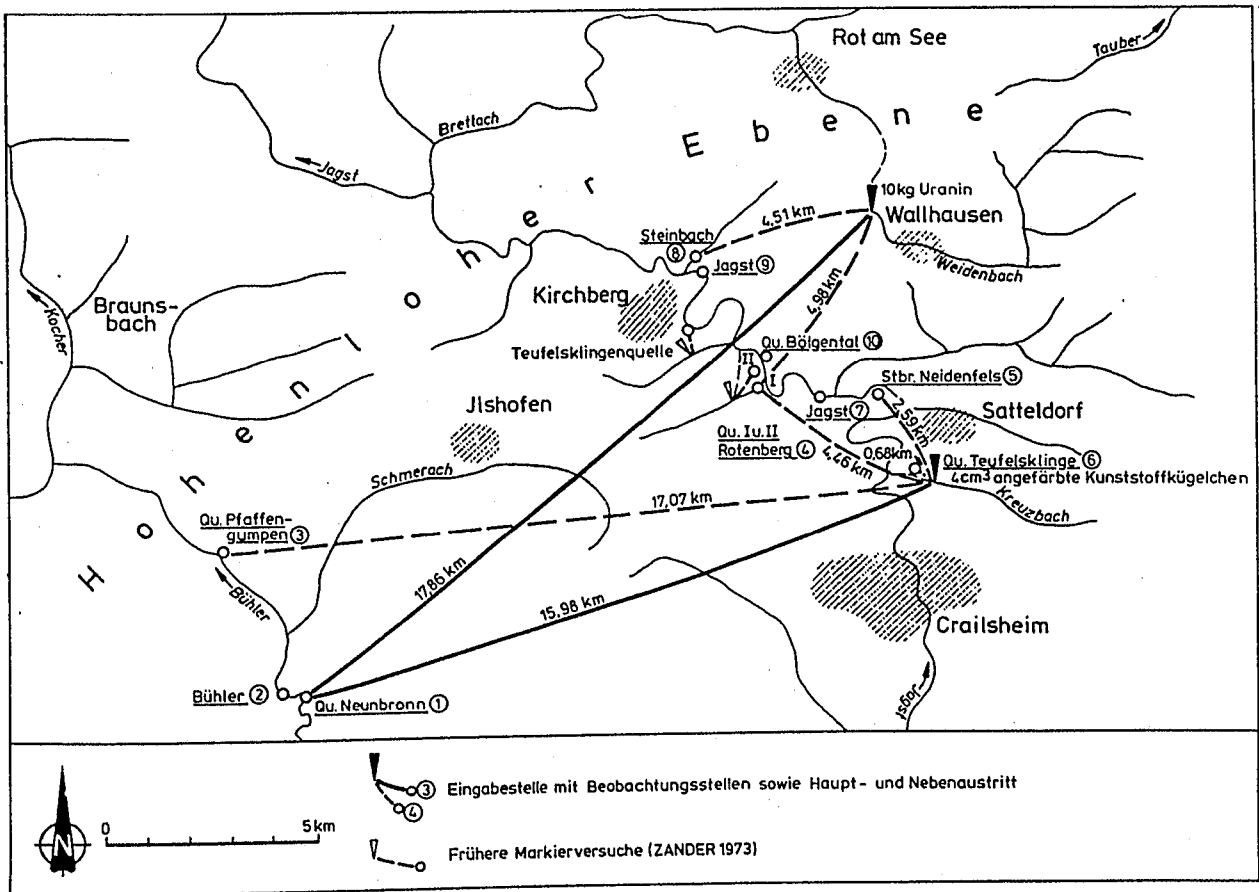


Abb. 9: Durch Markierungsversuche ermittelte unterirdische Fließwege im Muschelkalkkarst zwischen Jagst- und Bühlergebiet mit Eingabe- und Austrittsstellen. Punkte I, 3, 5 und 8 = Nebenaustritte. Aus [23].

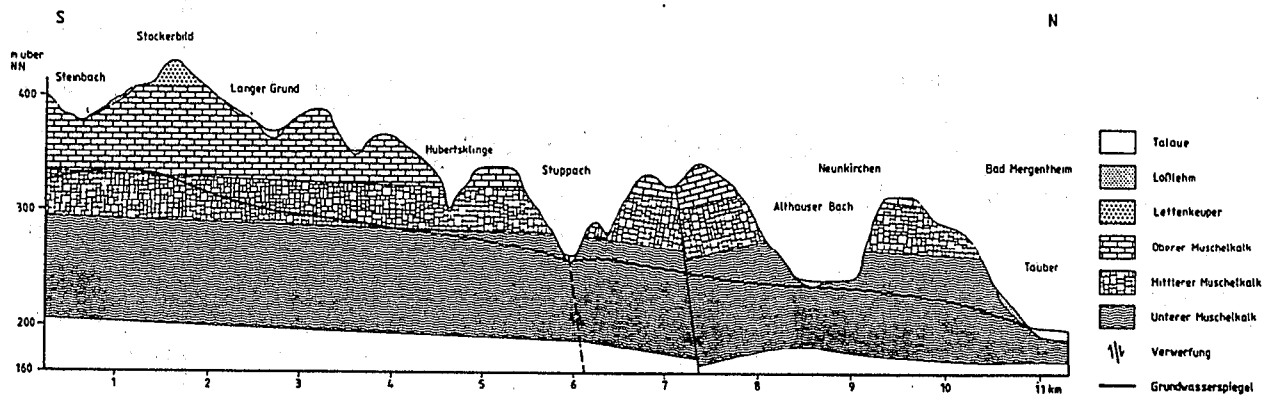


Abb. 10: Hydrogeologischer Schnitt durch das Aquifersystem des Muschelkalks im Tauberggrund S von Bad Mergentheim. Aus [11].

Ein großer Teil des auf den Muschelkalkflächen neugebildeten Grundwassers (ca. $5 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$) fließt in den mu ab. Dieser ist stark verkarstet (insbesondere der ca. 30 m mächtige Wellenkalk mit den Schaumkalkschichten) und ist als der bedeutendste Festgesteinsgrundwasserleiter in diesem Gebiet zu betrachten.

Die T-Werte können bis $1\cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ betragen. Höhlenartige Fließwege kommen vor, wobei Fließgeschwindigkeiten von bis zu 400 m/h ermittelt wurden. Die einzelnen, bis über 10 km^2 großen Einzugsgebiete entwässern meist zu einer einzigen, in den als Vorfluter wirkenden Tälern liegenden Karstquelle, die mittlere Schüttungen bis 70 l/s aufweisen kann, wie z. B. die Ortsquelle in Stuppach. Die maximale Schüttung dieser Quelle übersteigt 500 l/s, ihre niedrigste Schüttung liegt bei 30 l/s. Das Hohlraumvolumen im mu liegt bei ca. 2 %. Auch im mu gibt es unterschiedlich durchlässige Bereiche. Die aus nahezu reinem Kalziumkarbonat bestehenden porösen, stark klüftigen, bis zu 1 m mächtigen Schaumkalkbänke zeigen meist eine stärkere Verkarstung als die Wellenkalk mit einem Tonanteil von bis zu 20 % (Kap. 5; Höhle

Eberstadt). Unterhalb der Wellenkalk geht die Wasserdurchlässigkeit stark zurück ($T < \text{als } 1\cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$), da der Tonmergelsteinanteil in diesem Gesteinsabschnitt stark zunimmt. An der Basis des Muschelkalks, über der Aquifersohle (Rötton), liegen etwa 2 m mächtige Dolomitsteine (Grenzgelbkalk) die wieder eine etwas höhere Durchlässigkeit aufweisen können ($T=1\cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$).

Chemisch ist das Grundwasser des mu dem normal erdalkalischen, hydrogenkarbonatischen Grundwassertyp zuzuordnen. An der Basis des mu treten in Vorflutbereichen auch vom sulfatgesteins- und steinsalzhaltigen Rötton beeinflusste saline Wässer auf. Die typischen Karstwässer des mu sind isotonenphysikalisch mit mittleren Verweilzeiten von maximal drei Jahren sehr jung.

5. Karsterscheinungen

Von den Karsterscheinungen sind als wichtigste die oberirdisch abflußlosen Gebiete, die Erdfälle, schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke und Höhlen zu nennen. Diese Erscheinungen sind sehr auffällig, manchmal auch spektakulär.

Sie haben große Bedeutung für die Fließsysteme im Muschelkalk.

5.1 Oberirdisch abflußlose Gebiete

Unter diesem Begriff werden Gebiete verstanden, die zwar periodisch oder gar ständig fließende Gewässersysteme aufweisen, deren Wasser aber allenfalls periodisch nach Schneeschmelzen und Starkregen auf oberirdischem Weg die Hauptvorfluter erreicht.

Sämtliche größeren oberirdisch abflußlosen Gebiete gingen aus flachen Muldentälern auf den zunächst noch mit *ku* bedeckten Hochflächen hervor, indem in der Tallinie der Täler im Laufe der Zeit an der Austrichgrenze *ku/mo* Erdfälle (Kap. 5.2) eingebrochen sind. Je nach Größe des Einzugsgebiets und der "Schluckkapazität" der durch Erdfälle mit dem oberirdischen Gewässer verbundenen Karstwasserfließwege, kann entweder nur der Niedrigwasserabfluß oder sogar der gesamte oberirdische Abfluß aufgenommen werden. Die initiale Schluckstelle bleibt allerdings nicht die einzige. In der Regel verlagert sich diese talaufwärts, indem dort weitere Erdfälle einbrechen. Dies bedeutet, daß sich das hochdurchlässige Karstsystem zu den Einzugsgebietsgrenzen hin erweitert. Unterhalb der Schluckstellen bildet sich ein typisches Trockental. Der Vorgang des "Talaufwärtswanderns" der Schluckstellen kann sehr rasch erfolgen. Beobachtungen beim Seehaus (Gemeinde Widdern, Landkreis Heilbronn) belegen eine Verlegung der Hauptschluckstelle von ca. 300 m innerhalb von 5 Jahren [24]. Das ständig wasserführende Gebiet im Unterkeuper oberhalb der heutigen Schluckstelle hat sich dadurch von 1,8 auf 1,2 km² verkleinert.

Mit ca. 30 km² ist das Einzugsgebiet des Weidenbachs (Gemeinde Wallhausen,

Landkreis Schwäbisch Hall) das größte oberirdisch abflußlose Gebiet [5]. Der ständig wasserführende Weidenbach versickert 2 km unterhalb von Wallhausen vollständig. Sein Wasser tritt ca. 17 km entfernt im Bühlertal bei Neunbronn wieder zutage (Kap. 4.2, Abb. 9). Die heute aktiven Versickerungsstellen liegen am S Rand der tektonischen Muldenstruktur der Fränkischen Furche und sind als Erdfälle oder eingebrochene Schächte (ausgebaut als Versickerungsschächte) ausgebildet. Auch hier hat sich die Hauptversickerungsstelle in ca. 30 Jahren um 50 m talaufwärts bewegt. Die talabwärts gelegenen Versickerungsstellen sind nur mehr bei stärkerem Hochwasser aktiv. Sie nehmen aber bis auf extreme Hochwässer den gesamten Abfluß des Weidenbachs auf (bis 1 m³/s).

Gegenüber dem oberirdisch abflußlosen Gebiet beim Seehaus ist das des Weidenbachs wesentlich "reifer". Die Versickerungsstellen liegen beim Weidenbach nicht mehr im Grenzbereich *ku/mo*, sondern stratigraphisch ca. 20 m tiefer. Die Entstehung der derzeitigen Schluckstellen beim Weidenbach ist nicht mehr allein auf Verkarstung im *mo* zurückzuführen, sondern die Auslaugung des *mm*-Salinars, im Zusammenhang mit tektonischen Auflockerungsbereichen, hat hier einen wesentlichen Einfluß. Infolgedessen schreiten die Versickerungsstellen mit der Auslaugung im ca. 60 bis 80 m tief gelegenen Sulfatgestein des *mm* talaufwärts.

Das oberirdisch abflußlose Gebiet des "Langen Grundes" östlich von Assamstadt (Main-Tauber-Kreis) hat eine Gesamtfläche von 7 km². Die Versickerungsstellen in Form von Erdfällen liegen im Austrichsbereich des *mm*, sind also hauptsächlich auf die Sulfatgesteinsauslaugung zurückzuführen. Infolge der intensiven Auslaugung im *mm* hat sich in der Umge-

bung der Erdfälle eine Senke ausgebildet, d.h. die Profillinie des Tals weist kein durchgehendes Gefälle mehr auf. Der gesamte oberirdische Abfluß des Einzugsgebiet versickert. Die Erdfälle werden vom oberirdischen Abfluß nur mehr bei Hochwasser (bis 100 l/s) erreicht, ansonsten versickert das Oberflächenwasser innerhalb längerer, talaufwärts liegender Versickerungsstellen im mo. Das versickernde Oberflächenwasser fließt unterirdisch innerhalb weniger Stunden zur ca. 2 km entfernten, im Wellenkalk des mu gelegenen Ortsquelle von Stuppach (Kap. 4.3). Interessant hierbei ist, daß das Tal des Langen Grundes zum Talsystem der Jagst gehört, die Ortsquelle von Stuppach aber im Talsystem der Tauber liegt. Das oberirdisch abflußlose Gebiet des Langen Grundes ist als ein sehr fortgeschrittenes Stadium in der Karstentwicklung zu sehen.

Die oberirdisch abflußlosen Gebiete haben für das Aquifersystem im Muschelkalk folgende Bedeutung:

- punktuelle Versickerung von großen Wassermengen;
- schnelle und stark schwankende Grundwasserneubildung;
- rasch wechselnde chemische und physikalische Verhältnisse;
- Ausbildung dominierender Abflußbahnen im Untergrund.

Die oberirdisch abflußlosen Gebiete sind i.d.R. keine "Dauereinrichtungen" im Muschelkalkkarst. Nach vollständiger Auslaugung des mm-Salinars können durch Nachbrüche der lockeren Auslaugungsgesteine Fließwege verstopft werden, so daß die Versickerungskapazität an den Versickerungsstellen nachläßt. Die bei Hochwasser in den Bächen mitgeführten Feststoffe (Ton, Schluff, Sand, Kies) vermögen die Versickerungsstellen weiter

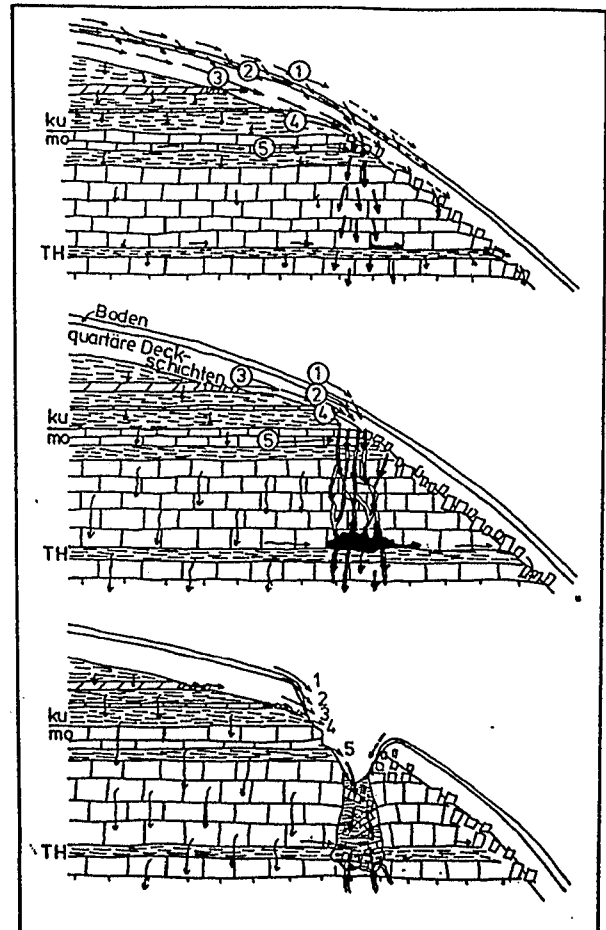


Abb. 11: Drei Stadien der Erdfallentstehung an der Ausstrichsgrenze ku/mo. 1 = Oberflächenwasser; 2 = Bodenwasser; 3 = Wasser aus den quartären Deckschichten; 4 = Wasser aus dem ku; 5 = Wasser aus dem Glaukonitkalk; TH = Tonhorizont. Aus [25].

abdichten, was übrigens in jedem Stadium der Entwicklung der Fall sein kann. Großen Anteil an dieser Abdichtung hat die Erosion der Lößlehmbedeckung, die besonders durch die Rodungsphase im frühen Mittelalter forciert worden ist. Im "reifsten" Karstgebiet des Muschelkalks, nämlich im Bereich 3 (Kap. 3, 4.3), überwiegen Gebiete, die nur mehr in Zeiten geringer und mittlerer Niederschläge oberirdisch abflußlos sind. Bei hohen Niederschlägen reicht die Kapazität der Schluckstellen, meist als längere Versickerungsstrecken in Bachläufen ausgebildet, infolge der

Plombierung des Karsts nicht aus, um einen oberirdischen Abfluß zu verhindern. Dafür ist aber die flächige Versickerung an den Hängen und den meist nicht mehr mit Gesteinen des *ku* bedeckten Hochflächen wesentlich höher.

5.2 Erdfälle

Die meisten Erdfälle im Untersuchungsgebiet [24, 25, 26] sind auf die Verkarstung im *mo* zurückzuführen. Viele Erdfälle liegen an der Austrichsgrenze *ku/mo* und in stärker geklüfteten Bereichen innerhalb tektonischer Störungszonen sowie an oberen Talrändern (Hangentlastungsklüfte). Fallen Austrichsgrenze *ku/mo* und stärker geklüftete Bereiche zusammen, so kann es zur Konzentration der Erdfälle zu "Erdfallfeldern" kommen. In diesen sind die Erdfälle oft linear angeordnet. Der entscheidende Faktor bei der Entstehung der Erdfälle (Abb.11) ist der schichtige Aufbau des *ku* und des *mo* und die dadurch chemisch verschiedenartigen Wässer, die hier zusammenfließen und durch Mischungskorrosion gesteinslösend wirken.

Selbstverständlich können auch im stratigraphisch tieferen *mo* und im *mu* Karsthohlräume einbrechen und an der Erdoberfläche Erdfälle entstehen lassen. Diese Art der Erdfallentstehung ist aber relativ selten. Schwunddolenen - durch Einspülung von Deckschichten in eine Karstspalte entstanden - und echte Lösungsdolenen treten ebenfalls nicht häufig auf. Die bisher genannten Erdfälle haben selten einen größeren Durchmesser als 10 m und eine größere Tiefe als 5 m.

Größere Erdfälle (bis 30 m Durchmesser und 20 m Tiefe) und vor allem die sog. Karstwannen (bis über 100 m Durchmesser

und 10 m Tiefe) sind meist auf Gipsauslaugung im *mm* zurückzuführen.

Bei den Erdfällen ist eine signifikante Verteilung in den drei genannten Karstbereichen (Kap. 3) festzustellen. Im Bereich 1 treten keine Muschelkalk-Erdfälle auf. Im Bereich 2 dominieren die Erdfälle infolge Karbonatgesteinsverkarstung im *mo*; über 3000 Erdfälle sind bekannt. Im Bereich 3 treten fast ausschließlich Formen auf, die durch Sulfatgesteinsauslaugung im *mm* bedingt sind. Sie sind jedoch im Bereich 3 relativ selten, da das Sulfatgestein im *mm* bis auf Restvorkommen ausgelaugt ist.

Erdfälle sind, sofern nicht durch Lehm plombiert, immer Zonen verstärkter vertikaler Gesteinsdurchlässigkeit. Oft können sie das gesamte in ihrem oberirdische Einzugsgebiet abfließende Wasser aufnehmen und ohne wesentliche Filterung dem Grundwasser zuführen. Sie stellen deshalb in qualitativer Hinsicht ein hohes Gefährdungspotential für das Karstgrundwasser dar. In der Vergangenheit wurde dieses Potential noch dadurch erhöht, daß Erdfälle beliebte Standorte für Müllkippen waren, bei Flurbereinigungen als Schlucklöcher für künstliche Entwässerungssysteme (Gräben, Felddrängen) benutzt wurden, nicht selten mit eigens zu diesem Zweck konstruierten Einlaufbauwerken, und für abgelegene Ortschaften als rasche und problemlose "Abwasserbeseitigungsanlage" galten.

5.3 Schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke

Diese sind eine Folge des unterschiedlichen lithologischen Aufbaus der Muschelkalkgesteine (Kap. 2). Stauende Tonsteinhorizonte unter Kalksteinbänken im *mo*, seltener im *mu*, Auslaugungsgesteine oder Sulfat-

gesteine unter Dolomitbänken im mm und tonigere feinschichtige Kalksteine unter bioklastischen, sehr reinen Kalkbänken im mu können die Sohle solcher Stockwerke bilden. Unterhalb der stauenden Schichten befindet sich ein vadoser Bereich, der entweder bis zur Grundwasseroberfläche des ständig grundwasserführenden Gesteins (tiefer Karstbereich) oder bis zu der des nächsten schwebenden Stockwerks reicht. Schwebende Stockwerke sind natürlich nur dort ausgebildet, wo der Vorfluter für den tiefen Karstbereich wesentlich tiefer liegt als die stauenden Schichten. Die schwebenden Stockwerke bewirken eine im laufenden Verkarstungsprozeß zunächst sich verstärkende vertikale Anisotropie: gering wasserdurchlässige Bereiche wechseln mit stark durchlässigen ab. In den schwebenden Stockwerken fließt das Grundwasser i.d.R. sehr viel schneller ab als im tiefen Karstbereich. Da in den schwebenden Stockwerken die Abflußrichtung stärker vom Schichtfallen bestimmt wird als im tiefen Bereich (hier ist im wesentlichen die Lage der Vorflut bestimmend), können im gleichen Gebiet unterschiedliche Fließrichtungen im schwebenden und tiefen Stockwerk auftreten. [23, 27, 28].

Schwebende Stockwerke unterscheiden sich weiterhin in ihren hydrogeologischen Eigenschaften deutlich vom tiefen Karstbereich:

Quellschüttungen: Schwebende Stockwerke zeigen Schüttungsschwankungen von 1:20 bis 1: > 400 (NQ:HQ); periodisch schüttende Quellen treten häufig auf. Die Quellen des tiefen Stockwerks haben Schwankungen von 1:2 bis 1:8, sofern darüber schwebende Stockwerke ausgebildet sind. Wenn diese jedoch fehlen, kann der Schüttungsquotient auf 1:40 abfallen. Die höchsten Quellschüttungen weisen schwebenden Stockwerken zuzuordnende Quellen auf (z.B. Schandtauberquelle bei

Bettenfeld mit über 1000 l/s). Die Quellen des tiefen Bereichs erreichen maximal 100 l/s (Quellgruppe Neunbronn im Bühlertal). Der Entleerungskoeffizient a liegt bei den schwebenden Stockwerken i. d. R. zwischen 0,05 und 0,1 d^{-1} (1/Tag), während er im tiefen Stockwerk unter 0,01 d^{-1} liegt. Die Gründe für diesen Unterschied liegen in den größeren Einzugsgebiete im tiefen Stockwerk und dem höheren, sich wesentlich schneller entleerenden Hohlraumvolumen in den schwebenden Stockwerken.

Physikalisch-chemische Grundwasserbeschaffenheit: Das Grundwasser schwebender Stockwerke zeigt generell größere Schwankungsbereiche bei der Temperatur (6 bis 10° C), der elektrischen Leitfähigkeit (350 bis 800 mS/cm (bei Verunreinigungen bis über 1000), der Karbonathärte (15 bis 20° dH); entspr. Werte des tiefen Karstbereichs: 8,5 bis 10,5°C, 500 bis 900 mS/cm (bei starkem Einfluß des mm-Salinar bis über 10 000), 15 bis 17° dH. Sulfat- und Chloridgehalt sind in den schwebenden Stockwerken niedriger (10 bis 30, bzw. 10 bis 20 mg/l) als in den tiefen (gelegentlich über 1000 mg/l Cl^- und SO_4^{2-} ; Einfluß des mm-Salinars).

Max. Abstandsgeschwindigkeiten bei Markierungsversuchen: Bei insgesamt 50 Versuchen im mo ergibt sich als arithmetisches Mittel bei den schwebenden Stockwerken eine max. Abstandsgeschwindigkeit von 120 m/h, bei den tiefen 66 m/h.

Bakteriologie: Das Wasser der schwebenden Stockwerke ist fast stets stark bakteriell verunreinigt; das tiefe dagegen weist geringere Verunreinigung auf. Im Bereich 3 (Kap. 3) ist die bakterielle Verunreinigung durch die Verlehmung (Kap. 3, 5.4) am geringsten.

Im folgenden zwei Beispiele für die Auswirkung von schwebenden Stockwerken:
 Bei Bohrungen für eine **Wärmepumpenanlage in Kupferzell** (Hohenlohekreis) wurde die Bohrung 1 (Abb. 12) im obersten mo mit ca. 2 l/s fündig [27]. In der Hoffnung noch mehr Grundwasser zu erschließen, wurde tiefer gebohrt und dabei ein Tonhorizont durchteuft, zunächst ohne Folgen. In der anschließenden Bohrung 2 wurde dieser Tonhorizont nicht durchfahren. Da die Bohrung 1 grundwasserstromaufwärts lag, wurde sie als Entnahmebrunnen, die Bohrung 2 als Schluckbrunnen eingerichtet. Der Betrieb lief ein halbes Jahr reibungslos, dann konnte aus der Bohrung 1 plötzlich kein Wasser

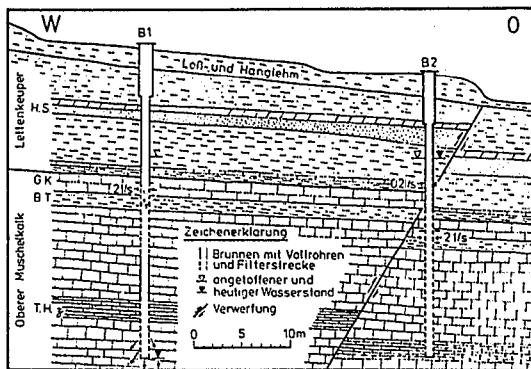


Abb. 12: Hydrogeologischer Schnitt durch die Bohrungen der Wärmepumpenanlage Kupferzell. H.H.=Hauptsandstein des ku; G.K.=Glaukonitkalk; B.T.=Bairdienton; T.H.=Tonhorizont; T.H.=Tonhorizont. Aus [27].

mehr gefördert werden, obwohl ein Plätschern von Wasser im Brunnen deutlich hörbar war. Durch den Pumpbetrieb hatten sich unterhalb des Tonhorizonts Klüfte geöffnet, die nun das oben zufließende Wasser vollständig aufnahmen und in ein tieferes Stockwerk abführten. Diese "Panne" konnte allerdings leicht behoben werden, indem Schluck- und Entnahmebrunnen miteinander vertauscht wurden.

Im Gebiet um **Gammesfeld** (östliche Hohenloher Ebene) wurde im Steinbruch Schneider ein plombiertes schwebendes Stockwerk durchteuft, das sich in einem ca. 1 km entfernten aufgelassenen Steinbruch (Alter Steinbruch in Abb.13) noch als aktiv erweist [27]. Im Mittel treten dem alten Steinbruch 5 bis 10 l/s Wasser aus einer am S-Rand gelegenen korrodierten Kluft zu und fließen in einer solchen im N wieder ab.

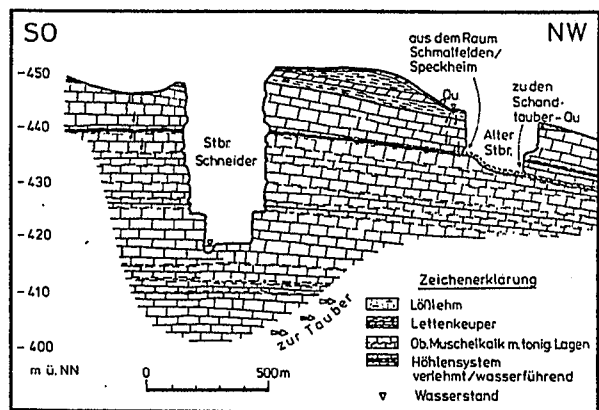


Abb. 13: Hydrogeologischer Schnitt durch die Steinbrüche bei Gammesfeld (Ostthohlohe). Aus [27].

Das Wasser tritt in den ca. 3 km entfernten, N gelegenen Schandtauberquelle bei einer Fließgeschwindigkeit von ca. 100 m/h wieder aus. Das im Steinbruch Schneider angetroffene Grundwasser liegt sehr viel tiefer und strömt im tiefen Karstbereich ebenfalls nach N zur Tauber bei Rothenburg o.T., allerdings mit einer sehr viel geringeren Geschwindigkeit von ca. 5 bis 10 m/d. Das Beispiel zeigt, daß schwebende Stockwerke nicht flächig ausgebildet sein müssen und zwischen beiden Stockwerken sehr unterschiedliche Fließverhältnisse herrschen können.

Die schwebenden Stockwerke haben eine eindeutige Verteilung auf die in Kap. 3 vorgestellten Bereiche. Im Bereich 1 treten sie nicht auf. Die Tonsteinschichten im mo ma-

chen sich lediglich als etwas weniger durchlässige Abschnitte im vollständig mit Grundwasser erfüllten mo bemerkbar. Im Bereich 2 sind sie sehr häufig. Nicht selten liegen mehrere dieser Stockwerke übereinander. Im Bereich 3 fehlen sie nahezu völlig, weil hier durch die starke Auslaugung im mm die stauenden Gesteinsabschnitte durch unregelmäßiges Nachsacken stärker wasserdurchlässig geworden sind.

Die schwebenden Stockwerke spielen bei der Entstehung der Erdfälle (Kap. 5.2) eine wichtige Rolle. Sie sind als Vorstadien der Höhlenbildung aufzufassen (Kap. 5.4).

5.4 Höhlen

Höhlen erlauben die wichtigsten unmittelbaren Einblicke in ein Karstsystem. Sie sind aus korrodierten Klüften in relativ reinen, meist dickbankigen Kalksteinen über einem geringer durchlässigen Gestein hervorgegangen (vgl. Kap. 5.3). Sie sind, abgesehen von wenigen Ausnahmen (Schachthöhlen, s.u.), schichtparallel angeordnet. Sie konzentrieren sich in den obersten 20 m des mo. Sofern die Höhlen nicht dauerhaft trockengefallen sind, können sie als Teil eines schwebenden Karstgrundwasser-Stockwerks von großen Wassermengen periodisch oder dauernd durchflossen werden. Ein Beispiel hierfür ist die Schandtauberhöhle zwischen Gammesfeld und Bettenfeld, die bei Hochwasser mehr als 1000 l/s zu den Schandtauberquellen abführt. Die Fließgeschwindigkeit beträgt dann mehrere 100 m/h. Solche Höhlensysteme sind als Dränagen für das Karstsystem zu betrachten. Durch diese großvolumigen Abflußbahnen (Durchmesser mehrere m) besteht im Muschelkalkaquifersystem auch eine starke horizontale Anisotropie. Seltener

sind Höhlen, die als Schächte ausgebildet sind (Schachthöhlen) und korrosive Verbindungen zwischen zwei Stockwerken darstellen oder als Nachbruch eines Hohlraums anzusehen sind. Gehen diese Nachbrüche auf die Sulfatgesteinsauslaugung im mm zurück, so können solche Schächte [26] über die gesamte Schichtenfolge des obersten mm, des mo und Teile des ku reichen.

Es ergibt sich aus den bisherigen Ausführungen als selbstverständlich, daß im Bereich 1 (Kap. 3) keine Höhlen auftreten und diese im Bereich 2 ihr Maximum haben. Es kommen hier allerdings - mit Ausnahme von Schachthöhlen - fast nur Höhlen im obersten mo vor. Die Höhlen können eine beträchtliche Länge erreichen. Beispiele hierfür sind die Schandtauberhöhle mit ca. 3 km Länge, wobei Teilbereiche allerdings verschüttet sind, und das Fuchslabyrinth [29] bei Schmalfelden (Osthohenlohe) mit einer bisher vermessenen Länge von ca. 10 km (Abb.14).

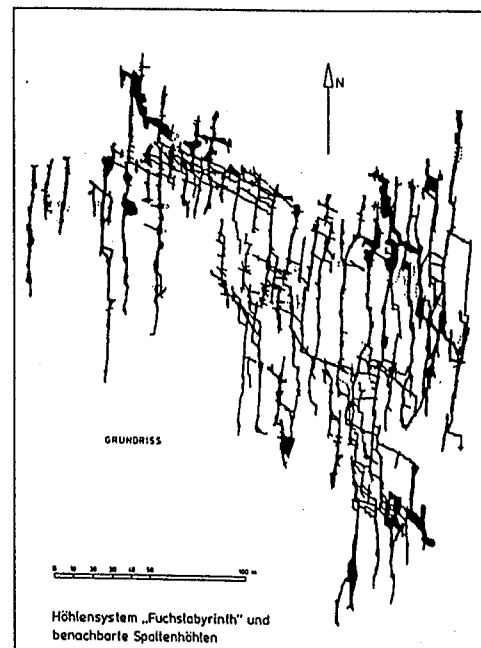


Abb. 14: Lageplan des Fuchslabyrinths und benachbarter Höhlen. Stand 1980. Aus [29].

Im Bereich 3 waren im mo zwar auch zahlreiche schichtgebundene Höhlen vorhanden; sie sind aber meist plombiert worden (Kap. 3). Wenige der Karsthöhlräume wurden später wieder freigespült. Tiefe Schächte, durch Sulfatgesteinsauslaugung im mm entstanden, treten allerdings auf. In diesem generell höhlenarmen Gebiet sind die schichtgebundenen Höhlen im mu zu finden, u.a. die schönste Muschelkalkhöhle, nämlich die bei Eberstadt (Bau-land). Sie ist auf ca. 600 m zur Schauhöhle ausgebaut und weist einen reichen Tropfsteinschmuck auf [30]. Sie hat sich aus korrodierten Klüften der Unteren Schaumkalkbank und anschließender Erosion und Korrosion im liegenden Wellenkalk entwickelt.

6. Literatur

- [1] WAGNER, G. (1914/19): Geologische Heimatgeschichte von Württembergisch Franken. - 83 S., 73 Abb., Öhringen (Rau).
- [2] WAGNER, G. (1919): Die Landschaftsformen von Württembergisch-Franken. - Erdgesch. landeskd. Abh. Schwaben u. Franken, 1, 94 S., 32 Abb., Öhringen.
- [3] WAGNER, G. (1922): Berg und Tal im Triasland von Franken und Schwaben. - Erdgesch. landeskd. Abh. Schwaben u. Franken, 4, 1-175, 51 Abb., Öhringen.
- [4] WAGNER, G. (1961): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. - 694 S., 591 Abb., 231 Taf., 1 Karte, 3. Aufl., Öhringen.
- [5] ZANDER, J. (1973): Hydrogeologische Untersuchungen im Muschelkalk-Karst von Nord-Württemberg (östliche Hohenloher Ebene). - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 70, 87-182, 28 Abb., 9 Tab., Stuttgart.
- [6] HARREß, H. M. (1973): Hydrogeologische Untersuchungen im Oberen Gäu. - Diss. Univ. Tübingen, 147 S., 38 Abb., 42 Tab., Tübingen.
- [7] KRIELE, W. (1976): Hydrogeologische Untersuchungen im Muschelkalkkarst des westlichen Unteren Gäus zwischen Pforzheim, Vaihingen/Enz und Sindelfingen. - Diss. Univ. Tübingen, 161 S., 38 Abb., 10 Tab., Tübingen.
- [8] HOHBERGER, K. (1977): Grundwasserbilanz, Chemismus und Stoffaustrag im Einzugsgebiet der Tauber oberhalb von Bad Mergentheim. - Diss. Univ. Tübingen, 188 S., 51 Abb., 30 Tab., Tübingen.
- [9] SIMON, T. (1980): Hydrogeologische Untersuchungen im Muschelkalk-Karst von Hohenlohe. - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 75, 68-215, 86 Abb., 52 Tab., Stuttgart.
- [10] KÖHLE, H. (1980): Hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Stuttgart-Bad Cannstatter Mineralquellen. - Diss. Univ. Tübingen, 326 S., 40 Tab.; Anhang: 120 S., 53 Abb., 99 Tab., Tübingen.
- [11] JUNGBAUER, H. (1983): Karsthydrogeologische Untersuchungen im Muschelkalk zwischen Hohenloher Ebene und dem Taubergrund S von Bad Mergentheim, Nordwürttemberg. - Diss. Univ. Stuttgart, 183 S., 51 Abb., 24 Tab., Stuttgart.

- [12] GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (BEARB.: WEINSZIEHR, R. & SIMON, T.) (1985): Hydrogeologische Dokumentation Main-Tauber-Kreis. - Erl.: 43 S., 8 Abb., 2 Tab.; Anhang: 43 Anl., Materialsammlung (4 Ordner), Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt, unveröffentl.).
- [13] GEOLOGISCHES LANDESAMT (BEARB.: RAUSCH, R., SIMON, T. & SWOBODA F. D.) & LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG (BEARB.: KOLOKOTRONIS, V.) (1995): Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg - Heilbronner Mulde. - 121 S., 54 Abb., 21 Tab., XII Karten; Freiburg i. Br., Karlsruhe.
- [14] AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. - Lecture Notes in Earth Sciences, 3, 174 S., 83 Abb., Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- [15] AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1993): Sequence Stratigraphy of the German Muschelkalk. - In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.): Muschelkalk - Schöntaler Symposium 1991 (Sonderbände Ges. Naturkde. Württemberg, 2), 15-18, 2 Abb., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- [16] SIMON, T., ENGESSER, W. & LEIBER, J. (1992): Stratigraphie des Unteren Muschelkalks im Nen Kraichgau. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 34, 271-290, 4 Abb., Freiburg i. Br.
- [17] SIMON, T. (1988): Geologische und hydrogeologische Ergebnisse der neuen Solebohrung Bad Rappenu, Baden-Württemberg. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 30, 479-510, 7 Abb., 4 Tab., Freiburg i. Br.
- [18] SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im Nen Baden-Württemberg. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 29, 145-167, 10 Abb., Freiburg i. Br.
- [19] SIMON, T. (1988): Flußgeschichte von Kocher und Jagst. - In: Hagdorn, H. (Hrsg.): Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim (Sonderbände Ges. Naturkde. Württemberg, 1), 241-254, 7 Abb., Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- [20] SCHLOZ, W. & WURM F. (1985): Geologie und Hydrogeologie der Aalener Tiefbrunnen zur Erschließung von thermalem Mineralwasser aus dem Oberen Muschelkalk. - Jh. Ges. Naturkde. Württemberg, 140, 125-134, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- [21] SIMON, T. (1995): Salz und Salzgewinnung im Nördlichen Baden-Württemberg - Geologie, Technik, Geschichte. - Forsch. Württ. Franken, 42, 441 S., 303 Abb., 32 Tab., Sigmaringen (Thorbeke).
- [22] TÓTH, J. A. (1963): A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Smal Drainage Basins. - J. geophys. Res., 68, No. 16, 4795-4812, Washington D. C.
- [23] SIMON, T., HINKELBEIN, K. & KÄß, W. (1993): Markierungsversuche im Bereich der Jagstversickerung bei Crailsheim (Hohenlohe). - Jh. geol. Landesamt Baden-

- Württemberg, 35, 407-432, 7 Abb., 3 Tab., Freiburg i. Br.
- [24] SIMON, T. (1980): Erdfälle im Muschelkalkkarst der westlichen Hohenloher Ebene zwischen Kocher und Jagst. - Geol. Jb., A56, 45-75, 13 Abb., 7 Tab., Hannover.
- [25] SIMON, T. (1982): Ursachen für die Erdfallentstehung im Muschelkalkkarst. - Laichinger Höhlenfreund, 17 (2), 47-60, 7 Abb., 1 Tab., Laichingen.
- [26] HAGDORN, H. & SIMON, T. (1988): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. - Forsch. Württ. Franken, 28, 192 S., 125 Abb., 1 Tab., 3 Beil., 2. Aufl., Sigmaringen (Thorbecke).
- [27] SIMON, T. (1986): Schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke im Oberen Muschelkalk und ihre Bedeutung für die Verkarstung. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 28, 245-265, 8 Abb., Freiburg i. Br.
- [28] SIMON, T. (1987): Schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke und schichtgebundene Verkarstung im Oberen Muschelkalk von Nordost-Württemberg. - Laichinger Höhlenfreund, 22 (2), 105-114, 4 Abb., Laichingen.
- [29] RATHGEBER, T. (1980): Höhlenvermessung und Höhlenpläne. - In: Warth, M.: Höhlen. - Stuttg. Beitr. Naturkde., C13, 5-10, 3 Abb., Stuttgart.
- [30] FRITZ, G. (1976): Die Eberstädter Tropfsteinhöhle - die einzige Schauhöhle im Unteren Muschelkalk Südwestdeutschlands. - Abh. Karst- u. Höhlenkde., A12/2, 3-36, 27 Abb., München.

Zur Hydrogeologie der Mineralquellen von Stuttgart-Bad Cannstatt und -Berg (Oberer Muschelkalk)

WOLFGANG UFRICHT*

Zusammenfassung: Die Mineralquellen von Stuttgart-Bad Cannstatt und -Berg stellen mit einer Gesamtschüttung von 500 l/s nach denen von Budapest das zweitgrößte Mineralwassersystem Europas dar. Ihr Einzugsgebiet erstreckt sich auf das Obere Gäu zwischen Magstadt, Sindelfingen und Gärtringen. Von dort aus strömt das Karstgrundwasser im Oberen Muschelkalk etwa senkrecht zum Fildergraben und dessen Begleitstörungen zunächst unter hoher Keuperbedeckung nach ENE, dann unter dem Stuttgarter Talkessel hindurch bis in den Aufstiegsbereich der Mineralquellen im Cannstatter Becken.

Die Stuttgarter Mineral- und Heilquellen werden in niederkonzentrierte und hochkonzentrierte, stark kohlenstoffführende Wässer (teilw. Säuerlinge) gegliedert, die aus dem geringmineralisierten Karstwasser des Oberen Muschelkalks durch Zumischung von Calciumsulfat aus dem Gipskeuper sowie Natriumchlorid und Calciumsulfat aus dem Mittleren Muschelkalk und Buntsandstein entstehen.

Abstract: Since the early Pleistocene artesian springs located in the valley of the river Neckar near Stuttgart discharge mineralized water, enriched with carbonic acid. From the 19th century the confined mineral water, rising up along faults, has been drawn from 19 wells, which were drilled into the Lower Keuper and karstified Upper Muschelkalk (Trias). Altogether they discharge 275 l/s. Due to geothermic and hydrochemical investigations in the river Neckar and the quaternary gravel deposits additional natural outflows of mineral water could be located so that the total discharge increased to approximately 500 l/s. Whereas the karstwater in the Upper Muschelkalk generally shows low concentrations in the upstream of the mineral wells, different states of mineralization have been found in the discharge area. The geochemical evolution of the mineral water can be explained sufficiently by means of ^{34}S -isotope determinations of evaporite sulfate and dissolved sulfate in water. It can be shown that the hydrochemical character of the mineral water must be understood as the result of mixing processes between low mineralized karst water, tempered brines from the Buntsandstein and Middle Muschelkalk and water from the Gipskeuper enriched or saturated with sulfate. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ -signature of the karstwater is determined by the altitude effect. In the discharge area the signature is superimposed by rising brines which are strongly depleted in ^{18}O .

* Anschrift des Autors: Dr. Wolfgang Ufrecht, Amt für Umweltschutz Landeshauptstadt Stuttgart, Gaisburgstr. 4, 70182 Stuttgart

1. Einleitung

Im oberen und mittleren Neckarraum treten im Muschelkalk seit altersher bekannte und vielerorts genutzte Mineralwässer mit sehr unterschiedlicher Kohlensäureführung auf. Zu den bekanntesten und bedeutendsten gehören die Stuttgarter Mineralquellen, die nach denen von Budapest als zweitgrößtes Mineralwassersystem Europas gelten. Durch das Auftreten von fossilführenden Sauerwasserkalken ist die Existenz der Stuttgarter Mineralquellen mindestens seit dem Altpleistozän belegt [1]. Funde von Steinwerkzeugen im Sauerwasserkalk von Stuttgart-Münster [2] zeigen, daß bereits der Mensch des Altpaläolithikums häufig Jagdstation an den Quellen machte. Auch die Relikte römischer Badeanlagen im Bereich der Bad Cannstatter Eisenbahnstraße (Männlein- und Weiblein-Quelle) sind Zeugen früher Nutzung der Quellen. Eine Urkunde aus dem Jahre 1377 gibt die erste Nachricht über den mittelalterlichen Badebetrieb. Bereits 1773 wurde nahe der Sulzerrainquelle (heutiger Bereich Kursaal mit Wilhelmsbrunnen und Gottlieb Daimler-Quelle) zum Zweck der Salzgewinnung erstmals eine Bohrung abgeteuft, die in 28 m Tiefe auf artesisch auslaufendes Mineralwasser stieß [3]. Aus den in der Folgezeit um den Sulzerrainbrunnen errichteten Anlagen entwickelte sich allmählich ein Kurbetrieb, der zwischen 1835 und 1870 seine Blütezeit erlebte und Bad Cannstatt berühmt machte. Die in der Stadt gleichsam aufstrebende Industrialisierung verhinderte jedoch noch im letzten Jahrhundert die Beständigkeit des Kur- und Badelebens und das Interesse an der medizinischen Nutzung der Wässer in großem Umfang. Heute finden die Mineralwässer in drei Freizeit- und Erholungsbädern sowie auch im Kurbetrieb Anwendung. Der Aufstiegsbereich der Stuttgarter Mineralquellen ist an ein tektonisches Bruchfeld gebunden, in dem W-E streichende Verwerfungen spitzwinkelig auf den östlichen

Fildergrabenrand stoßen [4]. Im Kreuzungsbereich haben der Neckar und seine Zubringer die mächtige Keuperstufe durch Taleintiefung stark gegliedert und dabei das Cannstatter Becken ausgeräumt.

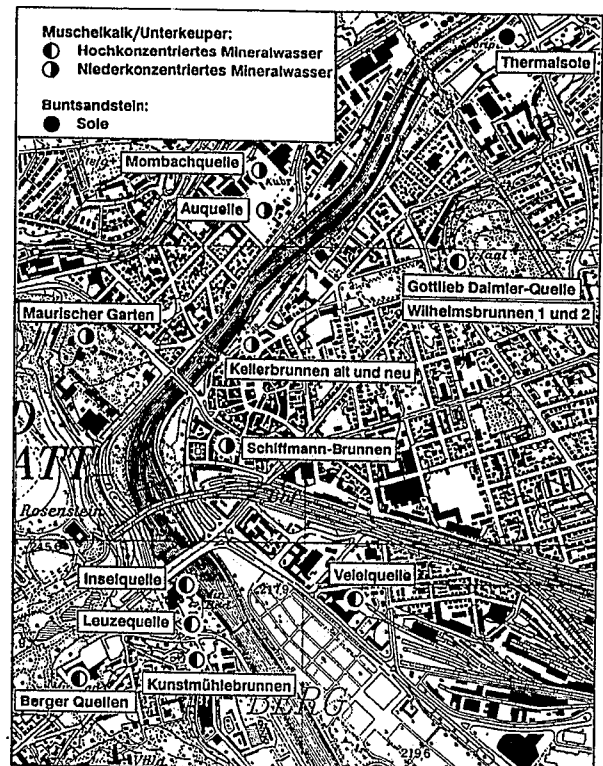


Abb. 1: Lage der Fassungen mit nieder- und hochkonzentriertem Mineralwasser in der Stuttgarter Neckartalaue.

Von der nach jüngsten Untersuchungen [5, 6] etwa 500 l/s betragenden Gesamtschüttung infiltriert hier etwa die Hälfte über Störungszonen in die quartären Talkiese der Neckaraue oder in den Neckar. Etwa 225 l/s sind durch 19 artesische Brunnen mit fixierter Auslaufhöhe bzw. Schieberstellung gefaßt, davon sind 11 mit einem Ausfluß von ca. 165 l/s als Heilquelle staatlich anerkannt. Als einziger sichtbarer natürlicher Quellaustritt mit einer Schüttung von 40 bis 50 l/s ist nur noch die Mombachquelle erhalten. Mit den Worten „Es scheint, als hätte die Natur allhier ihren Vorrat an mineralischen Wässern auf ein-

mal ausschütten wollen“ beschrieb bereits 1749 der herzogliche Leibarzt GESNER treffend den durch die Mineralwasserausstritte verursachten Wasserreichtum in der Cannstatter Neckartalaue.

Ab den 50er Jahren wurde das Einzugsgebiet der Stuttgarter Mineralquellen in das Strohgäu gelegt [7], d.h. in den breiten Muschelkalkausstrich nordwestlich von Stuttgart. Zur Erklärung der hydrochemischen Differenzierung in nieder- und hochkonzentriertes Mineralwasser wurden verschiedene Fließwege postuliert, auf denen Teile des Karstwassers aus dem Oberen Muschelkalk in den Gips und Steinsalz bzw. im fortgeschrittenen Auslaugungsstadium nur noch Gips führenden Mittleren Muschelkalk absinken und im Quellgebiet im Neckartal wieder aufsteigen. Die hohen Gehalte an freier Kohlensäure wurden auf die Entgasung eines erkaltenden Magmaherdes im tieferen Untergrund zurückgeführt.

Seit den frühen 80er Jahren wird der Hauptzustrom an geringmineralisiertem Karstgrundwasser aus Westen bis Westsüdwesten (Großraum Sindelfingen, Oberes Gäu) und Nordwesten (Raum Feuerbach, im wesentlichen niederkonzentrierte Quellen) angenommen, nachdem CARLÉ und VILLINGER [8, 9, 10] erstmals für den Muschelkalkaquifer großräumige Grundwassergleichenpläne entworfen haben. Die hydrochemische Charakteristik der hochkonzentrierten Mineralquellen wird mit dem Zustrom einer weiteren Komponente hochkonzentrierten Mineralwassers aus dem Albvorland erklärt, das sich in Stuttgart mit dem im Gäu neugebildeten Karstwasser vermischt. Die Mineralisierung der Stuttgarter Mineralwässer wird somit nach bisheriger Auffassung im wesentlichen als laterale Mischung zweier hydrochemisch differenzierter Wässer innerhalb des Oberen Muschelkalks erklärt. Trotz Modifikation der klassischen Vorstellungen ist das derzeitige Bild über Her-

kunft und Genese des Stuttgarter Mineralwasservorkommens nicht zufriedenstellend. Auf Initiative der Landeshauptstadt Stuttgart werden daher seit 1989 an den Stuttgarter Quellen und dem dazugehörigen Muschelkalk-Karstsystem im Rahmen eines interdisziplinären Projekts umfangreiche geohydraulische, isotopenphysikalische und hydrochemische Untersuchungen durchgeführt. Sie sollen dazu beitragen, die hydrogeologische Komplexität dieses Systems weiter zu entschlüsseln [11, 12].

2. Geologischer Überblick

Die geologischen Verhältnisse im mittleren Neckarraum werden maßgeblich von der Schichtlagerung und Bruchtektonik bestimmt. Beherrschendes tektonisches Element ist hier der NW-SE streichende Fildergraben mit zahlreichen gleichsinnig streichenden Begleitstörungen. Die Westflanke des Fildergrabens wird von der Vaihinger Verwerfung und den Leonberger Brüchen gebildet, die sich nach NW in der Bruchlinie von Eberdingen (Strohgäubrücke nach KRANZ) verlieren. Die östliche Begrenzung besteht aus Schurwald-Verwerfung und Cannstatter Brüchen. Nach Norden läuft der Fildergraben mit seinen Begleitstörungen allmählich im Schwäbisch-Fränkischen Sattel aus. Im Schönbuch werden die NW-SE streichenden Störungen durch die Bebenhäuser Zone, einem Teilabschnitt des 140 km langen Schwäbischen Lineaments, unterbrochen. Nach Süden sind die Ausläufer des Fildergrabens bis in das Vorland der Schwäbischen Alb zu verfolgen [13], wo sie sich erneut mit schwäbisch streichenden Verwerfungen zwischen Uracher Talspinne, oberem Filstal und Überkinger Bruchfeld vergittern [14].

Der Ausstrich des Oberen Muschelkalks verläuft auf der westlichen Hochscholle des Fildergrabens als ein bis maximal zehn Kilometer breiter Streifen über Rottweil,

Horb, Nagold und Weil der Stadt. Bedingt durch tektonische Hochlage im Bereich des Schwäbisch-Fränkischen Sattels weitet sich nördlich davon die stark zergliederte Ausstrichsfläche des Oberen Muschelkalks. Zwischen dem Langen Feld und Schmidener Feld ist der Obere Muschelkalk flächig mit Unterkeuper und Löß (Strohgäu), örtlich auch mit Gipskeuper bedeckt. Südlich der Keuperstufe und innerhalb des NW-SE streichenden Fildergrabens reicht die Schichtenfolge bis in den höheren Keuper bzw. auf der Filderfläche sogar bis in den Unterjura. Durch den Neckar und dessen Zubringer ist am Ostrand des Fildergrabens der Stuttgarter Talkessel und das Cannstatter Becken ausgeräumt worden. Letzteres bildet heute den eigentlichen Aufstiegs- und Quellbereich für das Stuttgarter Mineralwasser. Der Obere Muschelkalk steht hier tektonisch gestört in 20 bis 70 m Tiefe an.

Der Obere Muschelkalk stellt eine karbonatische Abfolge aus Dolomitstein (Trigonodusdolomit), mikritischen Blaukalken und bioklastischen Schalenrümmerbänken dar. Die Karbonatabfolge wird in den Nodosus- und Trochitenschichten von grauen Mergel- und Tonsteinlagen (sogenannte Tonhorizonte α bis ζ sowie Haßmersheimer Schichten) unterbrochen. Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks nimmt von NW (Enzgebiet) nach SE (Albvorland) von 85 bis 90 m auf 50 bis 45 m (Bad Boll, Bad Ditzenbach) stetig ab. In gleicher Richtung geht auch der Tonsteinanteil und die Zahl der Tonhorizonte, wie sie in großer Mächtigkeit für die Beckenfazies bezeichnend sind, zugunsten bioklastischer und feinkristalliner Kalke (Randfazies) zurück. Nach STIER [15] keilen die Tonhorizonte bereits knapp südlich von Stuttgart aus. Auch die Haßmersheimer Schichten verlieren sich spätestens in der dolomitisierten Crinoidenfazies, die zwischen Aalen, Bad Ditzenbach und Bad Überkingen aus Tiefbohrungen bekannt ist

[16]. Der Trigonodusdolomit nimmt nach Süden an Mächtigkeit zu. Im Raum Ludwigsburg-Schwieberdingen und im Rems-Murr-Gebiet liegt die Mächtigkeit bei 6 m, erreicht im Stadtgebiet Stuttgart bis 12 m und wächst bis südlich Tübingen auf 20 m an. Im Filsgebiet zwischen Bad Überkingen, Bad Ditzenbach, Göppingen und Albershausen ist der Obere Muschelkalk ohne erkennbare Dolomitisierung durchgehend karbonatisch entwickelt [17].

Der Mittlere Muschelkalk streicht nur im tief eingeschnittenen Würmtal auf der westlichen Fildergrabenhochscholle sowie im Strohgäu im Bereich des Schwäbisch-Fränkischen Sattels aus. Er setzt im Hangenden mit plattigen, teils bankigen Dolomitsteinen ein. Unter dieser 9 bis 11 m mächtigen Oberen Dolomitregion folgt die Salinar-Formation. Das dazu gehörende Steinsalz ist auf den tektonischen Hochschollen wie auch im Fildergraben nördlich des Keuperstufenrands vollständig ausgelaugt und nur noch indirekt in Form von Rückstandstonen nachweisbar. Am Nordostrand des Cannstatter Beckens wurde in der 135m tiefen Gottlieb Daimler-Quelle, die aus den Zwergfaunenschichten eine hochkonzentrierte Sole fördert, nur noch ein 23,5m mächtiges Residualgebirge erbohrt, das eine vollständige Ablaugung der Steinsalzschiefer in unmittelbarer Umgebung der Mineral- und Heilquellen dokumentiert. Dagegen ist am Westrand des Stuttgarter Talkessels (Bohrung Vogel-sang) unter mächtiger Bedeckung mit Keuper noch 63 m mächtiger Mittlerer Muschelkalk mit 9 m Steinsalz erhalten. Sowohl im Fildergraben als auch auf den Hochschollen ist in gewisser Distanz zu den tief eingeschnittenen Talläufen noch von einer flächigen, allerdings in seiner ursprünglichen Mächtigkeit durch aktuelle Auslaugungsvorgänge reduzierten Sulfatgesteinsverbreitung auszugehen.

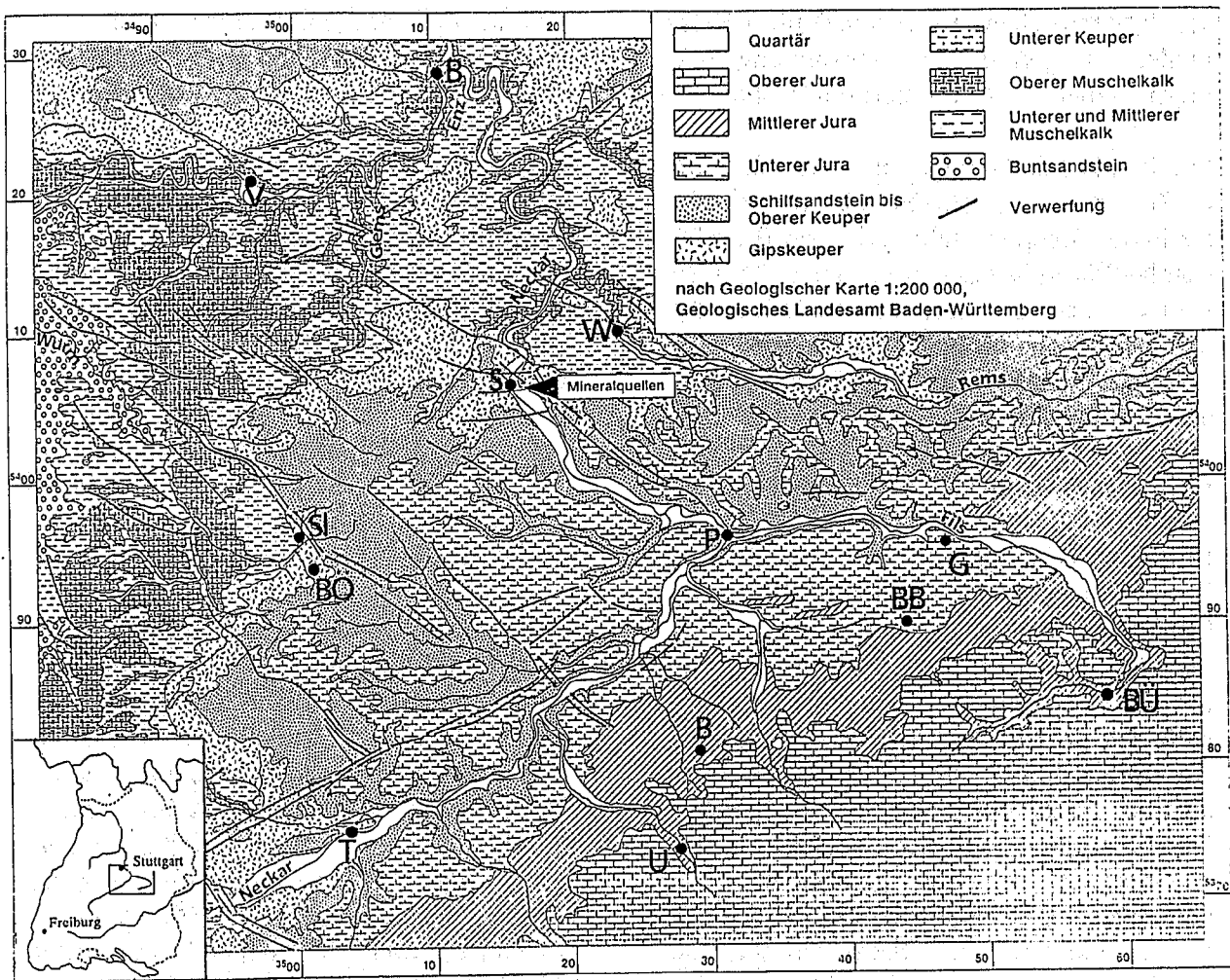


Abb. 2: Geologische Karte für das Umfeld der Stuttgarter Mineralquellen.

Abkürzungen: U:Bad Urach, B:Beuren, BB:Bad Boll, G:Göppingen, BÜ:Bad Überkingen, P:Plochingen, T:Tübingen, Si:Sindelfingen, S:Stuttgart, W:Waiblingen, Be:Besigheim, V:Vaihingen/Enz

3. Hydrogeologie

3.1 Aquifergeometrie und -eigenschaften

Die gut geklüfteten Kalk- und Dolomitsteine im Oberen Muschelkalk sind intensiver Verkarstung ausgesetzt. Im Ausstrich des Muschelkalks konnte sich seit dem Pleistozän ein für die mitteleuropäischen Karstgebiete typischer exogener und endogener Formenschatz entwickeln. Allerdings gehen die Karsthohlformen nicht nur auf karstkorrosive Lösungsprozesse zurück. An diesen haben oft auch die im Mittleren Muschelkalk durch Gips- und Salzauslaugung verursachten Senkungs- und Versturzereignisse großen Anteil. Im

Trigonodusdolomit äußert sich die Verkarstung durch Grusbildung und Zerfall zu Dolomitsand und -schluff. Bohrungen im Stadtgebiet Stuttgarts zeigen, daß das Gebirge sowohl an der Grenze zum Unterkeuper als auch am Übergang zu den Nodosus-Schichten stark verwittert und verkarstet ist. Nicht selten sind die am Top des Oberen Muschelkalks sitzenden Karsthohlräume mehrere Meter bis in das Hangende nachgebrochen. Im Cannstatter Becken äußert sich der Aufstieg kohlen säureaggressiven Wassers in einer weiteren,

den ganzen Oberen Muschelkalk betreffenden Steigerung der Verkarstung und folglich auch der Gebirgsdurchlässigkeit.

In tektonischer Tieflage, in der die fluviatile Zerschneidung der Schichtenfolge nur bis in den Keuper reicht und daher das Muschelkalkgrundwasser unter der mächtigen Keuperbedeckung gespannt ist, trennt die im mittleren Neckarraum um 6 bis 8 m mächtige Tonstein-Kalkstein-Folge der Haßmersheimer Schichten den Muschelkalk in ein oberes und unteres Karstgrundwasserstockwerk.

Das obere Karstgrundwasserstockwerk ist in dem unter Keuperbedeckung liegenden Gebiet des östlichen Oberen Gäus sowie in der Fildergrabentiefscholle südlich des Keuperstufenrands von Bedeutung. Innerhalb des im Mittel etwa 70 m mächtigen Aquiferabschnitts strömt aufgrund verstärkter Verkarstung und folglich höherer Durchlässigkeit ein bedeutender Grundwasseranteil im gut geklüfteten und kavernoösen Trigonodusdolomit. Zum Hangenden hin wird der Obere Muschelkalk durch die meist geringdurchlässigen und mit schichtiger Aquifergliederung versehenen Keupersedimente begrenzt. Dabei kommt insbesondere den mit Dolomitbänken durchsetzten Tonsteinen im basalen Unterkeuper (Estheriensichten) hydraulische Trennfunktion zu. Sie verliert sich jedoch im Aufstiegsbereich der Mineralquellen und dessen Randbereichen. Hier ist der Unterkeuper lokal an den Muschelkalk hydraulisch gekoppelt.

Vom oberen Karstgrundwasserstockwerk durch die Haßmersheimer Schichten getrennt, bilden die Zwergfaunenschichten des Oberen Muschelkalks und die Obere Dolomitregion des Mittleren Muschelkalks mit einer Gesamtmächtigkeit von 15 bis 20 m das untere Grundwasserstockwerk. An deren Basis folgen als wirksame Trennschicht die Evaporite der Salinar-Formation. Das unter den Haßmersheimer

Schichten gespannte Grundwasser ist durch das unterlagernde Salinar vielfach hydrochemisch geprägt.

In tektonisch hoch liegenden Gebieten, wo Flußläufe in den Oberen Muschelkalk bis unter die Haßmersheimer Schichten eingetieft sind, vollzieht der erhöhte Grundwasserumsatz in der Oberen Dolomitregion eine beschleunigte Sulfatgesteinsauslaugung im Liegenden. Das auf die Auslaugung mit Versturz und Deckennachbrüchen reagierende Gebirge kann bis über die Haßmersheimer Schichten hinaus zu einer Gefügelockerung und Auflösung der Trennwirkung der Ton- und Mergelsteine führen. Die folglich aus dem Hangenden infiltrierenden Grundwässer verstärken den Prozeß bis zur vollständigen Auslaugung des Salinars. Oberer und unterer Karstgrundwasserleiter sind dann zu einem hydraulisch zusammenhängenden System verbunden. Da die Karstwasseroberfläche im basalen Abschnitt des Grundwasserleiters steht, werden die Aquifereigenschaften nahezu ausschließlich durch die Obere Dolomitregion bestimmt. Über der auf die Vorflut eingestellten Grundwasseroberfläche entwickeln sich im Bereich der Tonhorizonte α bis ζ , die als lokale Wasserstauer wirken, wenig ergiebige schwebende Schichtgrundwasserleiter [18]. Nur unter großräumig zusammenhängenden Flächen entwässern sie zum Ausstrich an Talhängen (z.B. Quellen bei Schwieberdingen und Mussenbachbrunnen zwischen Aldingen und Kornwestheim). Im allgemeinen versickern die Schichtwässer jedoch an Karststrukturen und Zerrüttungszonen in den tieferen Karstgrundwasserkörper.

Der nach Süden abtauchende Muschelkalk liegt im Vorland der Schwäbischen Alb bereits unter etwa 400 bis 600 m mächtiger Bedeckung. Durch mehrere Tiefbrunnen zwischen Rommelsbach und Aalen ist ein ergiebiger Mineral-Thermalwasseraquifer belegt, der in einer Gesamtmächtigkeit von 85 bis 90 m aus Unterkeuper, Oberem Mu-

schelkalk in karbonatisch-sandig entwickelter Randfazies und Oberer Dolomitregion des Mittleren Muschelkalks besteht. Zum Hangenden wird der Aquifer durch die Tonsteinserie des Gipskeupers und zum Liegenden durch das Sulfatgesteins-Salinar im Mittleren Muschelkalk begrenzt.

Obwohl lokale Einflüsse eine Streuung der Aquiferkennwerte bedingen, ergibt sich im regionalen Rahmen ein konkretes hydrohydraulisches Bild mit räumlicher Zonierung der Gebirgsdurchlässigkeit. Intensive Karbonatverkarstung und Subrosion im Mittleren Muschelkalk, die für eine Auflockerung des überlagernden Gebirges verantwortlich ist, schafft in Vorflutnähe

schmale Zonen erhöhter Durchlässigkeit. Durch besonders hohe Transmissivitäten zwischen $7 \cdot 10^{-3}$ und $5 \cdot 10^{-2}$ m^2/s innerhalb dieser Zonen fällt das Aufstiegsgebiet der Stuttgarter Mineral- und Heilquellen mit dem daran anschließenden Talkessel sowie das Aufstiegsgebiet der Mineralwässer im Remstal auf. Da sie in den Vergitterungsbereich von NW-SE streichenden Verwerfungssystemen (Fildergrabenrandverwerfung und Remstalbrüche) mit W-E streichenden Scharen fallen, geht die hohe Durchlässigkeit primär auf die starke Gebirgszerrüttung zurück. Letztlich darf jedoch der Synergieeffekt aus Verkarstung und Subrosion nicht außer acht gelassen werden.

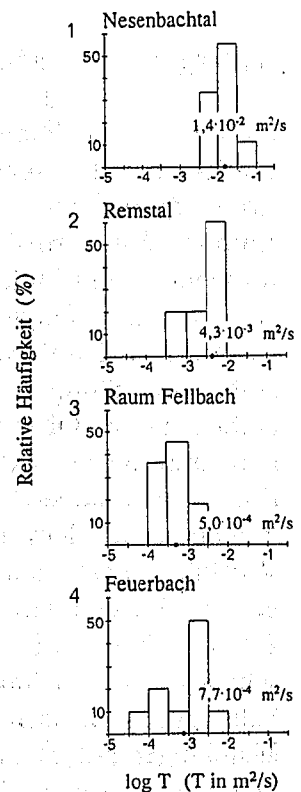
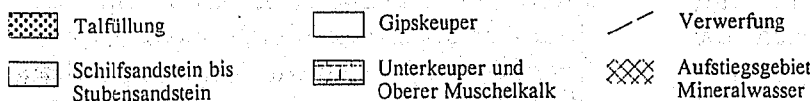
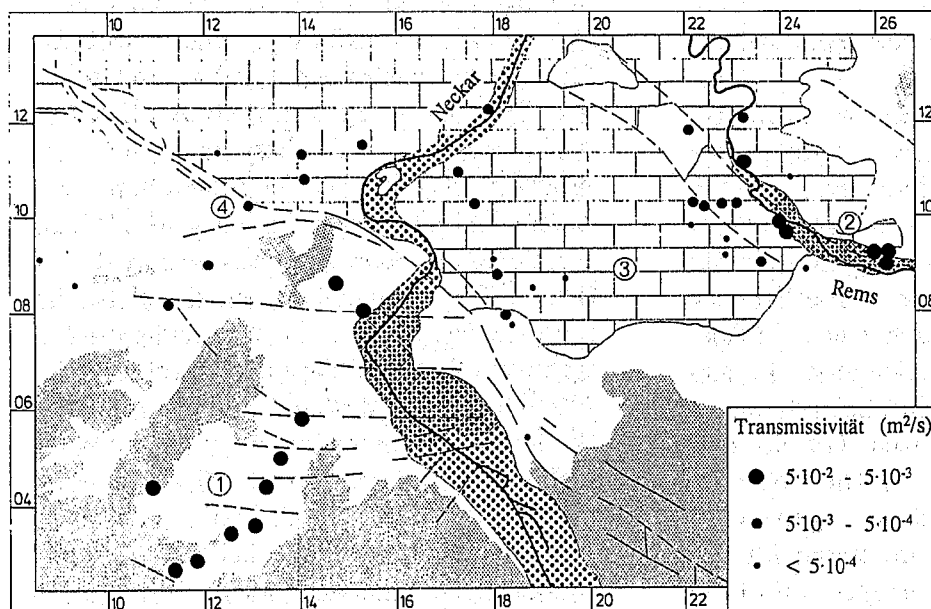


Abb. 3: Regionale Verteilung der Transmissivität zwischen Stuttgart und dem Remstal sowie Histogramme mit Häufigkeitsverteilung der Transmissivität.

Nördlich des Keuperstufenrands herrschen im Oberen Muschelkalk mittlere Transmissivitäten um $1 \cdot 10^{-3}$ bis $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ vor. Etwas höhere Werte sind dort in der Oberen Dolomitregion zu erwarten. Die Werte auf der östlichen Hochscholle des Fildergrabens nehmen auf durchschnittlich $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ab. Für den im Oberen Gäu ausstreichenden bzw. noch mit geringer Keuperbedeckung versehenen Aquifer liegen die Transmissivitäten zwischen $7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ im Ammergebiet [10] und etwa $1 \cdot 10^{-3}$ bis $6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ in der Schwippebucht bei Sindelfingen. Für das Vorland der Schwäbischen Alb nennt VILLINGER [9] eine mittlere Transmissivität von $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Nach den Ergebnissen neuerer Pumpversuche dürfte diese jedoch im regionalen Rahmen eher geringer sein und bei etwa $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ liegen.

3.2 Regionale Grundwasserströmung

Im freien und überdeckten Muschelkalkaquifer ist die regionale Grundwasserströmung auf die Vorfluter Enz, Rems, Ammer, Würm sowie auf den Neckar bei Rottenburg und Stuttgart ausgerichtet. Die als Vorfluter fungierenden Oberflächengewässer sind mit Ausnahme des Neckarlaufes bei Stuttgart (Tiefscholle Fildergraben) in den Oberen Muschelkalk eingetieft und daher hydraulisch gut an den Karstaquifer angeschlossen. Die höchsten Potentiale in dem durch die genannten Vorfluter begrenzten Raum treten im äußersten Westen um Gärtringen mit über 450 m ü.NN sowie - getrennt durch eine schwache Einbuchtung im Bereich der Schwippe - zwischen Sindelfingen und Maichingen auf. Die tiefsten Potentiale um 180 m ü.NN sind im Dreieck zwischen Enz und Neckar um Bietigheim-Bissingen/Besigheim zu finden. Entsprechend des Grundwassergleichenplans strömt das Karstgrundwasser mit einem mittleren hydraulischen Gefälle zwischen 0,5 und 1 % zur Vorflut hin. Daneben ist jedoch

lokal mit flacherem Gefälle innerhalb einzelner tektonischer Schollen und steilerem Gefälle im Umfeld von Störungszonen zu rechnen. Ein markantes Beispiel hierfür ist die große Potentialdifferenz von 35 m zwischen den nur 1,7 km entfernten, aber durch die Sindelfinger-Waldenbucher Störung getrennten Brunnen IBM und Thermalbohrung Böblingen (theoretisches Gefälle ca. 2%).

Die sich aus der Potentialverteilung nur schwach abzeichnenden Karstwasserscheiden erlauben in Kombination mit den Ergebnissen zahlreicher Markierungsversuche die Abgrenzung von Karst Einzugsgebieten auf den Gäuflächen. Dazu gehören zwischen Gärtringen und Rottenburg die großen Neubildungsflächen für die Ammerquellen, die Bronnbachquelle und die Talmühlenquelle [19, 10]. Nördlich Weil der Stadt und Renningen haben KÖHLE [20] und KRIELE [21] den auf die Enz und ihre Zubringer ausgerichteten Grundwasserabstrom gegliedert und lokalen Systemen zugeordnet (z.B. Strudlbachursprung, Lettenbergquelle, Mühlbrunnen Oberriexingen). Eingerahmt zwischen den sich nach Süden und Norden erstreckenden Einzugsgebieten und denen östlich der Karstwasserscheide, welche die nach Westen zur Würm entwässernden Gebiete mit freier Grundwasseroberfläche von den nach Osten und Südosten auf die Sindelfinger Verwerfung zu entwässernden Gebiete mit gespannter Grundwasserdrukfläche trennt, verbleibt zwischen Gärtringen, Ehningen, östlich Dagersheim, Sindelfingen und Maichingen ein kleiner Ausschnitt der Gäufläche. Von dort aus kann das Grundwasser nicht mehr lokalen Quellsystemen, sondern nur noch den Stuttgarter Mineralquellen zuströmen. Da der Obere Muschelkalk zwischen Karstwasserscheide und Sindelfinger Verwerfung flächig durch Unterkeuper und in Restmächtigkeiten von wenigen 10er Metern auch durch Gipskeuper überlagert wird, erfolgt hier die Grundwasserneubil-

dung weitgehend durch ZUSICHERUNG aus den Keuperstockwerken.

Östlich der Sindelfinger-Waldenbucher Störungszone strömt das Grundwasser im Oberen Muschelkalk lateral unter mächtiger Keuperbedeckung über eine Länge von ca. 18 km nach Nordosten, jeweils etwa senkrecht zu den zum Fildergrabensystem gehörenden Störungen in Richtung Neckar. Aufgrund der sehr geringen Aufschlußdichte kann eine Anströmung der artesisch austretenden Stuttgarter Mineralquellen (Potentiale 223 bis 225 m ü.NN) aus diesem Gebiet zunächst nur vermutet werden. Zum Albvorland steigen die Potentiale längs des Fildergrabens nur wenig an, was sich im Grundwassergleichenplan bis in das Albvorland - wahrscheinlich sogar bis in das Molassebecken hinein [24] - als markante Depression ausdrückt. Allerdings erschwert eine mangelhafte Datengrundlage die Interpretation der hydrogeologischen Situation in diesem Raum. Der Abstrom aus dem Albvorland soll nach bisherigen Vorstellungen [9] mit einer Gesamtrate von ca. 45 l/s den Stuttgarter Mineralquellen zugeführt werden. Bereits CARLÉ [8] deutet jedoch in einem Grundwassergleichenplan an, daß für den Ostteil des Albvorlands auch die Rems als Vorfluter in Betracht gezogen werden könnte. Auf einer numerischen Strömungsmodellierung beruhend, erweiterte PLÜMACHER [25] diese Annahme auf das gesamte Albvorland. Vermutlich ist hier der Muschelkalkaquifer ganz von dem System nördlich des Neckars isoliert. Dies gilt möglicherweise auch für das Neubildungsgebiet der Wässer im Albvorland, das bislang im Gäu nordwestlich von Reutlingen gesehen wird. Sofern für die an Sauerstoff-18 abgereicherten Wässer Anteile pleistozänen Ursprungs ausgeschlossen werden können, kommt nur ein höher gelegenes Neubildungsgebiet im Muschelkalkausstrich längs des oberen Neckartals südlich Horb in Frage. Hierzu sind derzeit weitere Untersuchungen im Gange.

Der Grundwasserstockwerksbau ist im Neubildungsgebiet der Stuttgarter Mineralquellen durch fallende Potentiale bis in das kristalline Grundgebirge gekennzeichnet (Thermalbohrungen Böblingen). Mit Annäherung an die Vorflut nehmen die Potentiale dagegen mit der Tiefe zu. Für den Austrittsbereich der Stuttgarter Mineralquellen ist in der Hofrat Seyffer-Quelle mit 242 m ü.NN ein gegenüber dem Oberen Muschelkalk um ca. 18 m höheres Potential nachgewiesen [3], das Cross Formation Flow längs tektonischer Diskontinuitäten am östlichen Rand des Fildergrabens ermöglicht. Außerhalb des eigentlichen Vorflutbereichs muß sich die Potentialfläche des Oberen Muschelkalks mit der unter geringerem hydraulischen Gradienten einfallenden Potentialfläche des Buntsandsteins schneiden. Die Zone der Druckumkehr ist jedoch aufgrund mangelnder Aufschlüsse zur Zeit noch nicht eingrenzbar. Aufgrund der in Bohrung Bonlanden angetroffenen Verhältnisse ist etwa ab dem Neckar bei Esslingen und im südlichen Grabenbereich unter den Fildern mit aufsteigender Thermalsole aus dem Buntsandstein zu rechnen [9].

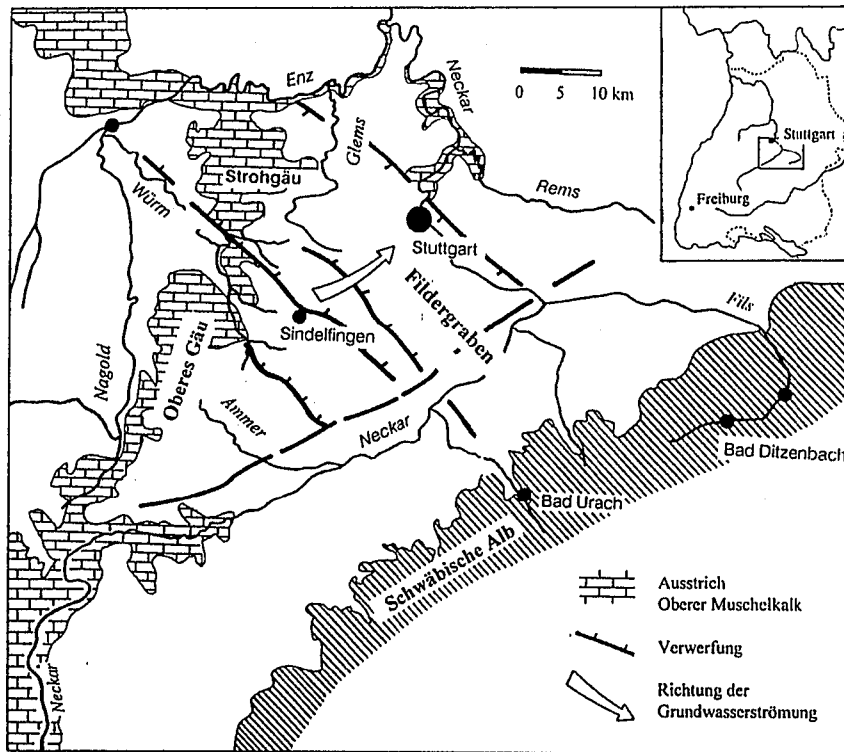


Abb. 4a: Schematische Karte des Untersuchungsgebiets mit dem Ausstrich des Oberen Muschelkalks und den wesentlichen Verwerfungssystemen.

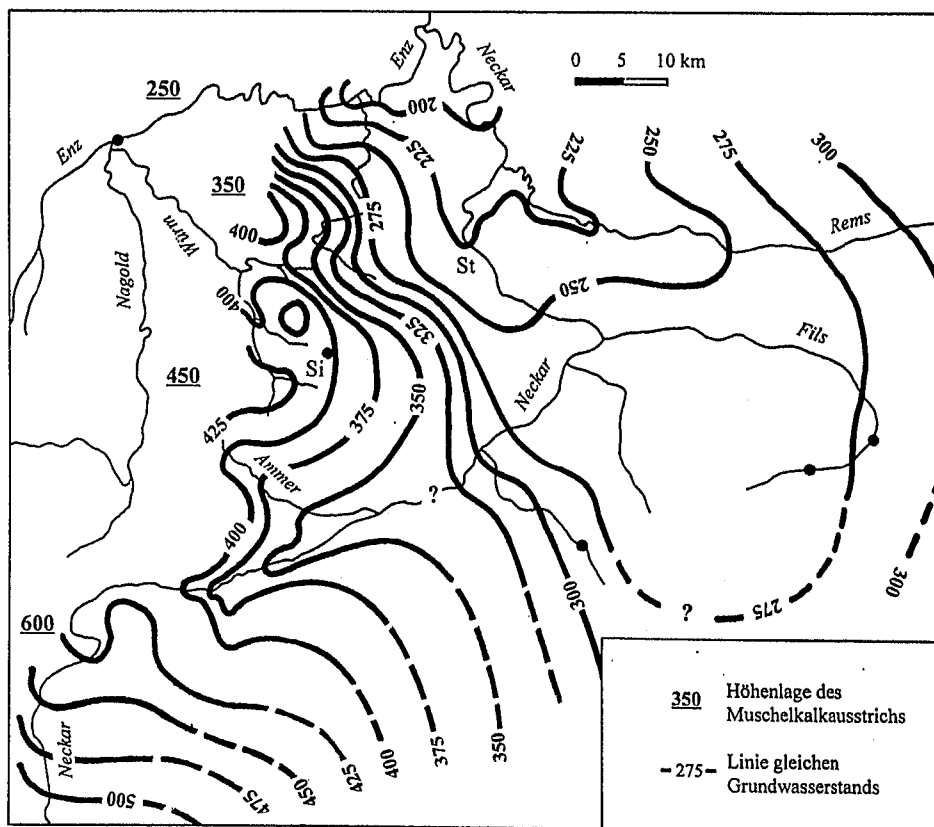


Abb. 4b: Grundwassergleichenplan für den offenen und überdeckten Muschelkalk zwischen Ammer, Würm, Rems und dem Vorland der Schwäbischen Alb (Stichtag Mai 1994, Albvorland im wesentlichen nach [9]).

4. Hydrochemie

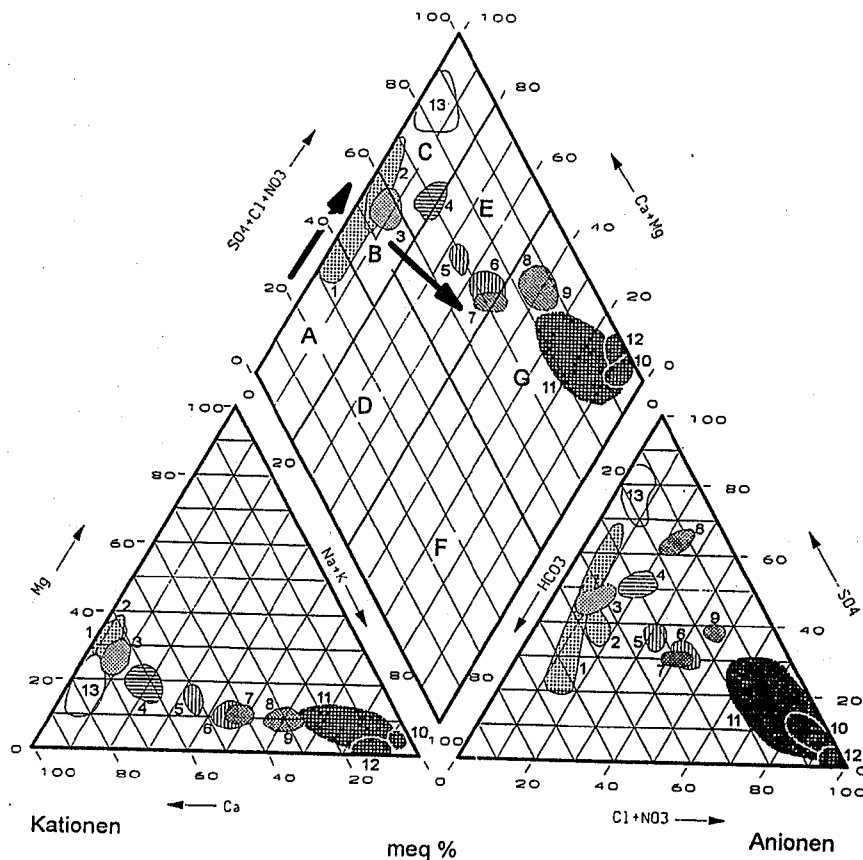
Den Calcium-Hydrogenkarbonat-(Sulfat)-Wässern im offenen bzw. mit Unter- und Gipskeuper bedeckten Karst stehen die hydrochemisch eigenständigen Mineral-Thermalwässer bzw. Sauerlinge in Stuttgart, im Remstal im Gebiet des oberen Neckars sowie im Albvorland gegenüber. Die Bad Cannstatter und Berger Mineralwässer werden vereinfacht nach dem Lösungsinhalt wie folgt unterschieden: Die niederkonzentrierten Wässer entsprechen dem Typ $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ bzw. $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ und weisen Lösungsinhalte von 500 bis 1600 mg/l und Kohlensäuregehalte von unter 250 mg/l auf.

Die vor allem im südlichen Teil des Aufstiegs- und Quellgebiets befindlichen

hochkonzentrierten und staatlich anerkannten Heilquellen vom Typ $\text{Na-Ca-Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Sauerling oder bei etwas schwächerer Gesamtkonzentration vom Typ $\text{Ca-Na-SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ -Sauerling weisen etwa 4000 bis 6000 mg/l Feststoffinhalt und bis 2000mg/l Kohlensäure auf. Wie auch der Nachweis von Mantelhelium zeigt [26], geht die Kohlensäure auf Entgasungen des oberen Erdmantels an tiefreichenden Verwerfungszonen zurück. Der hydrochemische Charakter der hochkonzentrierten Mineralwässer bestätigt eine enge Verwandtschaft zu den im Albvorland erschlossenen Mineral-Thermalwässern, insbesondere zu denen von Bad Urach und Beuren.

Quelle/ Brunnen	Hofrat Seyffer Quelle	Gottlieb Daimler Quelle	Inselquelle Leuzequelle Veielquelle Kunstmühlebr. Berger Urquell Wilhemsbr.1/2	Berger Quellen (Mittel-, Nord- Ost- und West- quelle	Schiffmannbr. Brunnen Maurischer Garten	Mombachquelle Auquelle Kellerbrunnen alt und neu
Typ	Na-Cl	Na-Ca-Cl	Na-Ca-Cl-SO ₄ - HCO ₃	Ca-Na-SO ₄ -Cl- HCO ₃	Ca-SO ₄ -HCO ₃	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
	Thermalsole	Sole	(Thermal)- Sauerling	Mineralwasser		
			hochkonzentriert		niederkonzentriert	
erschl. Aquifer	Buntsandstein mit Perm und Kristallin	Grenzbereich Oberer/ Mittlerer Muschelkalk	Oberer Muschelkalk (z.T. mit Unterkeuper)			
Auslauffemp. °C	21 - 23	17 - 19	18 - 21	18	16 - 17	14 - 16,5
Feststoff (g/l)	25 - 28	10 - 12	4 - 6	3 - 3,6	1,2 - 1,6	0,5 - 1,2
Chlorid (mg/l)	12.500 - 15.000	4.000 - 5.000	1.000 - 1.600	500 - 700	75 - 120	50 - 60
freie Kohlen- säure (mg/l)	220 - 300	250	1.300 - 2.000	750 - 1.000	150 - 250	50 - 150
Tritium (TU)	<1 - 3,7	2 - 8	2 - 12 (18)	8 - 12	5 - 24	29 - 58

Tab. 1: Hydrochemische Charakterisierung der Stuttgarter Mineral- und Heilquellen.



- gering mineralisiertes Karstwasser**
- 1 Raum Sindelfingen, Stuttgart Süd, -Mitte
- 2 Raum Weilmordorf, Feuerbach

- niederkonzentrierte Mineralquellen**
- 3 Bad Cannstatt

- 4 Karstgrundwasser mit Mineralwasseranteilen**

- hochkonzentrierte Mineralquellen Stuttgart**
- 5 Berg: Mittel-, Nord-, West-, Ostquelle
- 6 Insel-, Leuzequelle, Berger Urquell, Wilhelmsbrunnen 1

- Mineralwasser Albvorland**
- 7 Beuren, Bad Urach
- 8 Bad Überkingen, Göppingen
- 9 Bad Boll

- Sole**
- 10 Mittlerer Muschelkalk
- 11 Buntsandstein
- 12 Ob. Muschelkalk Molassebecken
Fronhofen, Saulgau, Owingen,
Ilmensee, Pfullendorf

- 13 Gipskeuper, Grundgipsschichten
(Stuttgart, Nesenbachtal)

Abb. 5: Hydrochemische Charakterisierung der Karst- und Mineralwässer im Großraum Stuttgart mittels Piper-Diagramm

Charakteristischer Bestandteil der Stuttgarter hochkonzentrierten Wässer ist das sehr wahrscheinlich auf die Lösung von Steinsalz zurückgehende Natriumchlorid mit Gehalten um 2 g/l. In der bis in die Zwergfaunenschichten reichenden Gottlieb Daimler-Quelle, die jedoch hydrochemisch bereits dem Mittleren Muschelkalk zugeordnet wird, sind Werte um 5 g/l bekannt (Typ Na-Ca-Cl, Feststoffinhalt bis 12 g/l). In der im Buntsandstein/Kristallin stehenden Hofrat Seyffer-Quelle (Na-Cl-Thermalsole, Feststoffinhalt bis 35 g/l) steigt der Natriumchlorid-Gehalt auf bis zu 23 g/l an. Am Beispiel von gelöstem Steinsalz kann die vermutete Zumischung hochmineralisierter Lösungen kenntlich gemacht werden, da sich die Natriumchlorid-Paare der unterschiedlich mineralisierten Wässer entlang einer Mischungsline aufreihen.

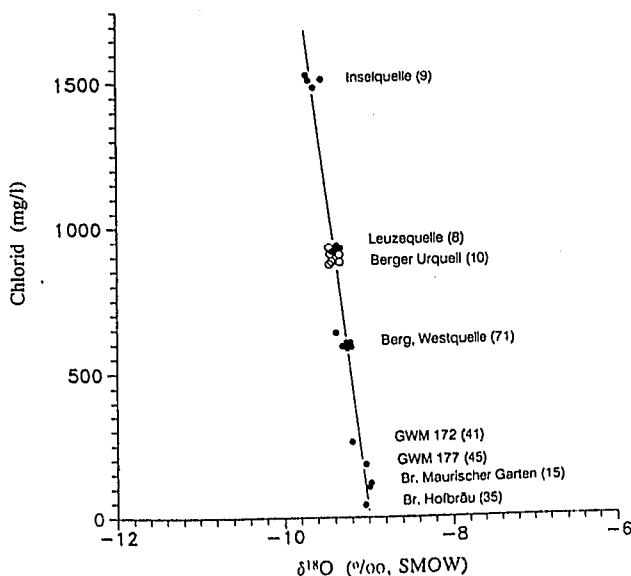


Abb. 6: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Vergleich zum Chloridgehalt verschieden konzentrierter Muschelkalkwässer (geringmineralisierter Zustrom, niederkonzentriertes und hochkonzentriertes Mineralwasser) im Stadtgebiet Stuttgart (Isotopenmessung GSF Neuherberg und Institut für Umweltphysik Heidelberg).

Das Natrium-Chlorid-Verhältnis (meq) der berücksichtigten Wässer liegt jeweils etwa bei 1. Lediglich in der Gottlieb Daimler-Quelle ist das Verhältnis von Natrium zu Chlorid durch Ionenaustauschprozesse verschoben [27]. Somit kann man die hochkonzentrierten Stuttgarter Mineralwässer als Komponente einer Mischungsreihe betrachten, deren Endglied in den Solen des Mittleren Muschelkalks und Buntsandsteins zu vermuten ist. Dies zeigt sich auch in der Anordnung der Wässer im PIPER-Diagramm. Allerdings ist das Ausgangswasser dieses Mischungsprozesses bereits selbst als Mischwasser zu betrachten, das durch die Infiltration sulfathaltiger Wässer aus dem Gipskeuper „vorgeprägt“ ist.

Die Stuttgarter Mineralwässer sind bezüglich der Minerale Calcit und Gips sehr nahe dem Sättigungsgleichgewicht. Gegenüber Steinsalz zeigen sie eine deutliche Untersättigung [28].

5. Isotopengehalte

5.1 Sauerstoff-18 und Deuterium

Bei Betrachtung der regionalen Verteilung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Karstgrundwässern (Angabe des Isotopenverhältnisses relativ zu dem der Standardsubstanz SMOW) ist längs des Muschelkalkausstrichs von Norden nach Süden mit zunehmender Höhe des Neubildungsgebiets eine sehr wahrscheinlich auf den Höhen- bzw. Kontinentaleffekt beruhende generelle Abreicherung festzustellen [29], die auf ca. 50 km Distanz etwas mehr als 1,2‰ ausmacht. Schwere Werte von -8,3 bis -8,8‰ (Angaben jeweils als Mittelwerte längerer Meßreihen, die Jahreszeiteffekte ausschließen) treten im offenen Karst nördlich des Keuperstufenrands bei Stuttgart bis zur Enz auf. Im Oberen Gäu bei Sindelfingen wie auch im westlichen Stuttgarter Talkessel sind Werte um -9,1 bis -9,2‰ charakteristisch. Im nach Süden folgenden Ammergebiet ergeben sich Werte um -9,3‰.

Leichte Werte zwischen $-9,6$ bis $-10,6\text{‰}$ sind für die Wässer im Albvorland bekannt.

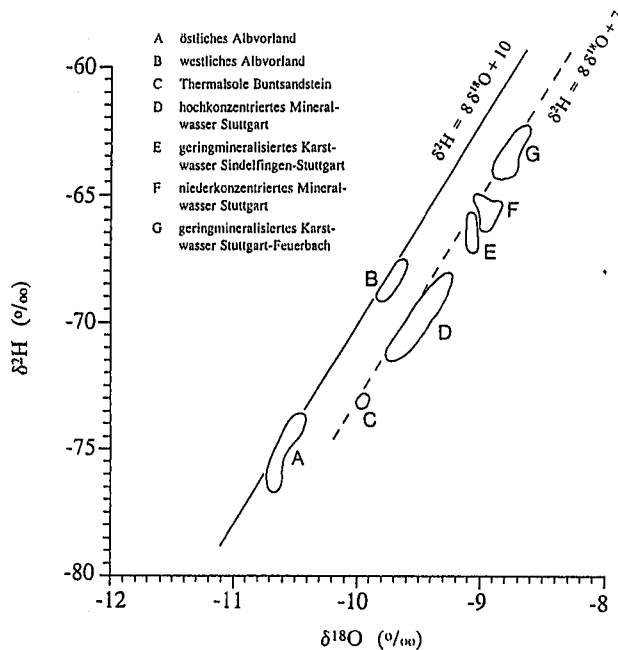


Abb. 7: Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werten für Karst- und Mineralwässer im Großraum Stuttgart und Albvorland (Isotopenmessung GSF Neuherberg und Institut für Umweltphysik Heidelberg).

Entgegen der Abreicherung in Nord-Süd-Richtung sind in West-Ost-Richtung, d.h. generell in Richtung des Grundwasserabstroms (überwiegend unter Keuperbedeckung), weitgehend identische Werte bei ähnlichem hydrochemischen Charakter der Wässer zu beobachten. Die übereinstimmende Isotopensignatur im Karstgrundwasser von $-9,1$ bis $-9,2\text{‰}$ im direkten Vorfeld der Mineral- und Heilquellen sowie im Raum Sindelfingen verdeutlicht die bereits aus der Potentialverteilung vermutete hydraulische Verbindung. Sie bestätigt das Obere Gäu im Bereich der Sindelfinger Bucht als Hauptneubildungsgebiet.

Die hochkonzentrierten Bad Cannstatter und Berger Mineralwässer heben sich mit $-9,4$ bis $-9,7\text{‰}$ von den schwereren Wer-

ten im direkten geringmineralisierten Zu-
strom ab. Da mit dem Shift im $\delta^{18}\text{O}$ auch eine lineare Zunahme der Mineralisierung einhergeht, erklärt sich die Aufkonzentrierung des Karstgrundwassers mit der Zumischung eines hochkonzentrierten und isotopisch deutlich abgereicherten Wassers. Entgegen bisheriger Annahmen kann diese Komponente nicht aus dem Albvorland stammen, da die dort erschlossenen Wässer im $\delta^{18}\text{O}$ in der gleichen Größenordnung liegen. Vielmehr ist am Fildergrabenrand mit dem Aufstieg von isotopisch stark abgereicherter Sole aus dem Liegenden zu rechnen.

Die Isotopenpaare $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ der Stuttgarter Mineralwässer ordnen sich ebenso wie die der Thermalsole und der oben genannten Karstwässer auf der Niederschlagsgeraden (meteoric water line) mit $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 5$ an. Dagegen weisen die Mineral-Thermalwässer im Albvorland (westlicher Teil mit Bad Urach, Beuren und Röttelsbach: $-9,6$ bis $-9,8\text{‰}$, östlicher Teil mit Bad Boll, Göppingen, Bad Ditzgenbach und Bad Überkingen: $-10,5$ bis $-10,7\text{‰}$) einen nahezu doppelt so großen Deuteriumexzess auf. Unterschiedliche Kohlensäureführung und Aufheizung haben sichtlich keinen Einfluß auf die isotopische Zusammensetzung der Wässer.

Aufgrund der Isotopie der geringmineralisierten und kohlenstoffarmen Muschelkalkwässer in Röttelsbach (Romina-Quellen) muß die bisher angenommene Alimentation des Albvorlands aus dem Ammergebiet in Frage gestellt werden, da sich die Wässer im $\delta^{18}\text{O}$ nördlich des Neckars (Pliezhausen) von Röttelsbach um etwa $0,5\text{‰}$ unterscheiden, in der Mineralisierung jedoch ähnlich sind. Die Röttelsbacher Wässer gehören trotz markanter hydrochemischer Unterschiede isotopisch eng zur Gruppe Bad Urach - Beuren.

5.2 Schwefel-34

Die geochemische Entwicklung des Stuttgarter Mineralwassers aus Karstgrundwasser kann mit $\delta^{34}\text{S}$ -Bestimmungen an Sulfatgesteinen der Trias und am gelösten Sulfat im Grundwasser befriedigend erklärt werden [29, 30]. Die formationspezifische Isotopensignatur der Sulfatgesteine wird nämlich ohne Isotopenfraktionierung auf das gelöste Sulfat übertragen. Somit läßt sich aus den Isotopengehalten im gelösten Sulfat die Herkunft des Sulfats stratigraphisch zuordnen. In den gipsführenden Schichten unterhalb des Oberen Muschelkalks (Mittlerer Muschelkalk, Röttone des Buntsandsteins) schwanken die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um 20‰ (relativ zum Standard CDT). Dagegen sind die Werte der Sulfatgesteine in den Schichten darüber (Gipskeuper) um ca. 5‰ leichter. Die geochemische Entwicklung im Oberen Muschelkalk stellt sich nach den bisherigen Ergebnissen wie folgt dar: Im Muschelkalkausstrich WSW Stuttgart sind bei Sulfatgehalten um 100 mg/l lediglich $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um 3 bis 7‰ festzustellen. Sie zeigen zunächst noch eine dominante Markierung durch sekundäres Sulfat an, das wahrscheinlich auf den Einfluß von saurem Regen zurückgeht (Freilandniederschläge im Schönbuch um 2 bis 7‰ ; freundl. mündl. Mitt. Dipl. Geol. M. FLEGR, Univ. Tübingen). Zwischen dem Raum Sindelfingen und dem westlichen Stuttgarter Talkessel wird der Obere Muschelkalk in tektonischer Tieflage von bis zu 300 m mächtigen Sedimenten überlagert. Dieser Bereich wird ohne wesentliche hydrochemische und isotopische Veränderung durchströmt. Erst im Stuttgarter Talkessel selbst kommt es bei deutlicher Reduzierung der Überdeckung und folglich einsetzender Lösung von Gips zu einer allmählichen Erhöhung des Sulfatgehalts (400 bis 800 mg/l), der nun gegenüber dem für Karstgrundwasser typischen Gehalt an Hydrogenkarbonat dominiert.

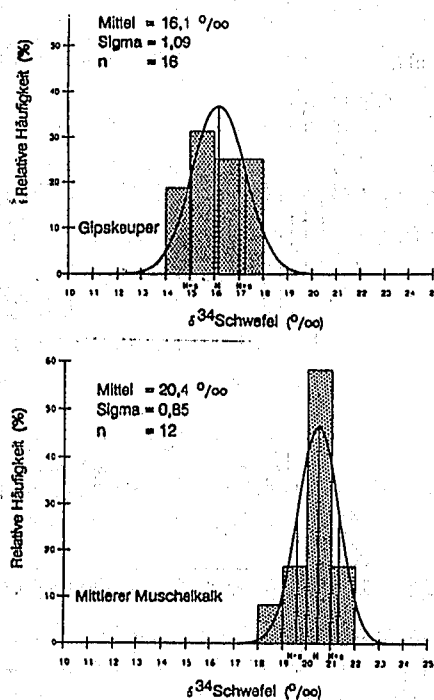


Abb. 8: Relative Häufigkeit und Mittelwerte für $\delta^{34}\text{S}$ von Sulfatgesteinen aus dem Gipskeuper (Grundgipsschichten und Mittlerer Gipshorizont) aus dem Mittleren Muschelkalk der Germanischen Trias; zusammengestellt aus Literaturwerten und eigenen Untersuchungen (Isotopenmessungen GSF Neuherberg)

Der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert zeigt den zunehmenden Einfluß von Keupersulfat an, wobei die Markierung durch sekundäres Sulfat noch nicht völlig überdeckt ist. Erst im hochkonzentrierten Mineralwasser gehen die Schwefelisotopengehalte mit Werten zwischen 16 und 18‰ deutlich über die Signatur des Gipskeupers hinaus und nähern sich denen des Gipses im Mittleren Muschelkalk und obersten Buntsandstein. So sind die hochkonzentrierten Mineralwässer auf die Mischung des aus dem Stuttgarter Talkessel zuströmenden und allein durch Gipskeupersulfat angereicherten Karstgrundwassers mit einer Tiefenkomponente aus dem Liegenden zurückzuführen. Nach Mischungsrechnungen beträgt der als hochkonzentrierte Sole zu charakterisierende Tiefenanteil weniger als 10% .

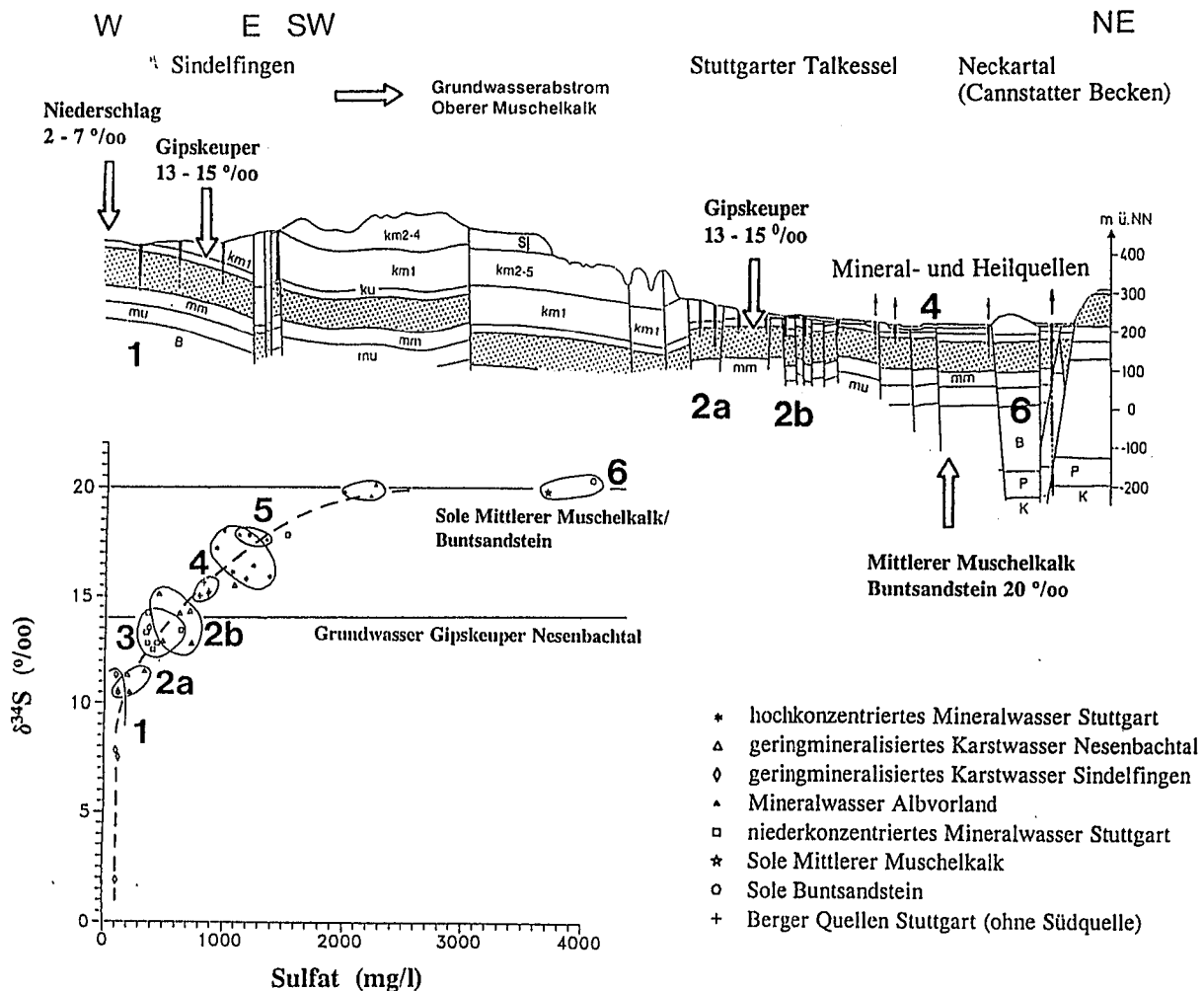


Abb. 9: Geologischer Schnitt Sindelfingen Stuttgart (Verlauf vgl. Abb. 2) längs des Grundwasserzustroms auf die Mineral- und Heilquellen mit Darstellung der geochemischen Entwicklung des Muschelkalk-Karstgrundwassers am Beispiel des Sulfatgehalts und $\delta^{34}\text{S}$ (Isotopenmessungen GSF Neuherberg).

- 1: neugebildetes Karstgrundwasser im Muschelkalkausstrich (Raum Sindelfingen)
- 2a: nach Stuttgart einströmendes Karstgrundwasser (westlicher Stuttgarter Talkessel)
- 2b: Karstgrundwasser im zentralen Stuttgarter Talkessel
- 3: niederkonzentriertes Stuttgarter Mineralwasser (nördliches Cannstatter Becken)
- 4: hochkonzentriertes Stuttgarter Mineralwasser (nördliches und zentrales Cannstatter Becken)
- 5: Mineralwasser Albvorland
- 6: Sole Mittlerer Muschelkalk und Buntsandstein

K: Kristallin, **P:** Perm, **B:** Buntsandstein, **mu:** Unterer Muschelkalk, **mm:** Mittlerer Muschelkalk, **ku:** Unterkeuper, **km1:** Gipskeuper, **km2-5:** Schilfsandstein bis Knollenmergel, **Sj:** Unterjura. **Punktraster:** Oberer Muschelkalk.

5.3 Tritium (^3H) und Krypton (^{85}Kr)

Sowohl die Karstgrundwässer als auch die Stuttgarter nieder- und hochkonzentrierten Mineralwässer enthalten meßbare Tritiumgehalte [31, 26] und damit auch anteilmäßig „junges“, nach 1953 neuge-

bildetes Grundwasser. Lediglich die Brunnen im Albvorland erschließen tritiumfreies Mineral-Thermalwasser. Die Tritiumgehalte der geringmineralisierten Grundwässer liegen deutlich oberhalb der

für den Niederschlag der letzten Jahre charakteristischen mittleren Werte. Im Neubildungsgebiet der Stuttgarter Mineralwässer sind Tritiumgehalte zwischen 25 und 30 TU bekannt, die auf Verweilzeiten von weniger als 10 Jahren verweisen. Aus der Interpretation von $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinien einiger direkt im Muschelkalkausstrich bzw. randlich dazu stehenden Brunnen kann allerdings eine rasch infiltrierende Grundwasserkomponente mit einer Verweilzeit von 8 bis 10 Monaten identifiziert werden.

Die aus dem offenen und überdeckten Karst nördlich und nordwestlich von Stuttgart vorliegenden Zeitreihen zeigen seit den 70er Jahren fallende Tritiumwerte (Anfangswerte 70 bis 130 TU). Heute sind ^3H -Gehalte von 30 bis 40 TU repräsentativ. Werte um 30 TU weisen für die ^3H -markierten Anteile auf Verweilzeiten von etwa 25 Jahren hin. Bei Annahme eines Mischsystems von mindestens zwei ^3H -Komponenten sind Verweilzeiten von 15 Jahren wahrscheinlicher. Nach [26] ist die zeitliche Entwicklung der ^3H -Gehalte in den Karstwässern im Raum Stuttgart am ehesten mit dem Piston-Flow-Modell erklärbar. Allerdings harmonisieren Meßwerte und Austragsfunktion in keinem Fall in voller Übereinstimmung.

Mit steigenden Tritiumwerten bis Mitte der 80er Jahre und danach nur geringfügig abnehmenden Werten bis auf derzeit 15 bis 25 TU zeigen die niederkonzentrierten Stuttgarter Mineralwässer eine gegenläufige Entwicklung zu den Karstwässern nördlich von Stuttgart. Die Tritiumwerte der hochkonzentrierten Mineralwässer (2 bis 12 TU) stehen in klarer Abhängigkeit zum Lösungsinhalt. Dies verdeutlicht die Mischung von alten, tritiumfreien mit jungen, tritiumhaltigen Wässern. Nach kombinierten Tritium- und Kryptonmessungen im Stuttgarter hochkonzentrierten Mineralwasser sind für die jungen, tritiumhaltigen Anteile Verweilzeiten von ca. 10

Jahren anzusetzen. Ihr Anteil kann zwischen 10 und 40% betragen [32]. Hohe $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Werte in den hochkonzentrierten Wässern, die wie der Kohlendioxidreichtum auf magmatische Aktivität weisen, beeinträchtigen die Möglichkeit der Altersabschätzung der jungen, d.h. tritiumhaltigen Grundwasseranteile über den ^3He -Überschuß. Gleiches gilt für die alten Grundwasseranteile über ^{14}C aufgrund der hohen CO_2 -Konzentrationen.

6. Modell zur Entstehung des Stuttgarter Mineralwasservorkommens

Die Stuttgarter Mineralquellen sind Bestandteil eines komplexen regionalen Grundwassersystems im offenen und überdeckten Karst des Muschelkalks. Mit Hilfe neuerer Untersuchungen wird derzeit eine Basis für eine neue Interpretation der hydrogeologischen Zusammenhänge entwickelt. Nach bisherigem Untersuchungsstand kann der hydrochemische Charakter der Mineralwässer als Ergebnis eines Mehrfach-Mischungsprozesses aufgefaßt werden. Ein beträchtlicher Grundwasseranteil aus dem Gipskeuper, der vor allem das niederkonzentrierte Mineralwasser prägt, gelangt bereits im Zustrom der Quellen in den Muschelkalk. Aufgrund der räumlich begrenzten Auslaugungsvorgänge im Gipskeuper begrenzt sich der Infiltrationsbereich aus dem Hangenden vor allem auf den Stuttgarter Talkessel. Aufgrund der Kontamination des flurnahen Grundwassers gelangen hierbei auch chlorierte Kohlenwasserstoffe in den Mineralwasseraquifer. Die für die hochkonzentrierten Quellen charakteristische Mineralisierung erfolgt nahe der Vorflut durch Zufuhr von Sole aus dem Liegenden, deren Aufstieg durch tiefreichende Störungszonen am Ostrand des Fildergrabens begünstigt ist. Eine Differenzierung der aus dem Mittleren Muschelkalk bzw. aus dem Buntsandstein stammenden Anteile kann derzeit noch nicht erfolgen.

Thermische Untersuchungen im Neckar belegen im Aufstiegsbereich der Quellen Infiltrationen von Mineralwasser in den Neckar und die Neckartalaue über Störungszonen. Zusammen mit den gefaßten Wässern summiert sich die Gesamtschüttung des Systems auf mehr als 500 l/s.

Die aus dem Höhen- bzw. Kontinentaleffekt herrührende Prägung der stabilen Isotope im geringmineralisierten Karstwasser bestätigt die Vorstellungen über die aus der Potentialverteilung gewonnene Grundwasserströmung. Danach erstreckt sich das Einzugsgebiet der Quellen etwa 20 km nach SW in das Obere Gäu, wo der Obere Muschelkalk in tektonischer Hochlage ausstreicht oder lediglich mit Unterkeuper bzw. basalem Gipskeuper bedeckt ist.

Weder aus hydraulischen Überlegungen noch aus geochemischen und isotopenhydrologischen Betrachtungen gibt es Argumente dafür, daß Mineral-Thermalwasser aus dem Albvorland an der Genese des Stuttgarter Mineralwassers beteiligt. Möglicherweise gehören die Wässer im Albvorland einem eigenständigen System an, dessen Neubildungsfläche im Gebiet des oberen Neckars liegt und dessen Vorflut die Rems östlich von Stuttgart ist.

7. Literatur

- [1] REIF, W. (1986): Die Sauerwasserkalke von Stuttgart. - Fundberichte aus Baden-Württemberg, **11**: 2-24, 22 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- [2] WAGNER, E. (1986): Jäger und Sammler im Cannstatter Travertingebiet. - Fundberichte aus Baden-Württemberg, **11**: 62-91, 33 Abb., 1 Beil.; Stuttgart
- [3] CARLÉ, W. (1975): Die Thermalwasser-Bohrung von Stuttgart-Bad Cannstatt. - Jh. Ges. Naturkde. Württemberg, **130**: 87-155, 23 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- [4] UFRICHT, W., BRUNNER, H. & ROGOWSKI, E. (1995): Erläuterungen zur Strukturkarte Stuttgart 1:5000. - 11 S., 13 Anl.; Stuttgart.
- [5] ARMBRUSTER, H. (1994): Ergänzende Infrarotmessungen im Neckar zum Nachweis von Mineralwasseraustritten. - In UFRICHT, W. & EINSELE, G. (Hrsg.): Das Mineral- und Heilwasser von Stuttgart. - Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz, **2/1994**: 157-166, 7 Abb.; Stuttgart.
- [6] KAPPELMEYER, O., SMOLKA, K., PINKAU, G. & DORNSTÄDTER, J. (1994): Temperaturmessungen im Neckar zum Nachweis von Mineralwasseraustritten. - In UFRICHT, W. & EINSELE, G. (Hrsg.): Das Mineral- und Heilwasser von Stuttgart. - Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz, **2/1994**: 141-156, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- [7] FRANK, M., STRÖBEL, W. & ALDINGER, V. (1968): Die Mineralquellen von Stuttgart-Bad Cannstatt und Berg. - Jb. Statistik und Landeskunde von Baden-Württemberg, **12**: 70 S., 7 Abb.; Stuttgart.
- [8] CARLÉ, W. (1982): Geologie und Hydrogeologie der Mineral- und Thermalwässer von Bad Überkingen, Landkreis Göppingen, Baden-Württemberg. - Geol. Jb., **C 31**: 3-72, 13 Abb., 3 Taf., 10 Anl.; Hannover.
- [9] VILLINGER, E. (1982a): Hydrogeologische Aspekte zur geothermalen Anomalie im Gebiet Urach-Boll am Nordrand der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland). - Geol. Jb., **C 32**: 3-41, 9 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- [10] VILLINGER, E. (1982b): Grundwasserbilanzen im Karstaquifer des Oberen Muschelkalks im Oberen Gäu (Baden-Württemberg). - Geol. Jb.,

- C 32: 43-61, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- [11] UFRICHT, W. (1996): Hydrogeologische Untersuchungen am Mineral- und Heilwassersystem von Stuttgart. - Proc. 11. Nat. Symp. Felsmechanik 29./30.11.1994, Aachen, 97-104, 4 Abb., 1 Tab.; Essen.
- [12] UFRICHT, W. & EINSELE, G. (1994): Das Mineral- und Heilwasser von Stuttgart. Beiträge zur Geologie, Geohydrologie, Isotopenhydrologie und Hydrochemie des Systems. - Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz, 2/1994, 182 S.; Stuttgart.
- [13] HOYDEM, A. (1992): Die Tektonik der Schwäbischen Alb zwischen Jusi und Randecker Maar. - Diss. Univ. Stuttgart, 254 S., 71 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- [14] BORNGRAEBER, O. (1993): Die Geologie des Blattes 1:25.000 7324 Geislingen a.d. Steige-West. - Diss. Univ. Stuttgart, 257 S., 36 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- [15] STIER, E. (1985): Lithostratigraphische Leithorizonte im Oberen Hauptmuschelkalk (Trias) in Südwestdeutschland. - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 81: 51-113, 36 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- [16] CARLÉ, W. (1974): Geologie und Hydrogeologie der Mineral- und Thermalwässer von Boll, Landkreis Göppingen, Baden-Württemberg. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 16: 97-158, 17 Abb.; Freiburg.
- [17] ALESI, E. (1984): Der Trigonodus-Dolomit im Oberen Muschelkalk in SW-Deutschland. - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 79: 1-53, 23 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- [18] SIMON, T. (1986): Schwebende Schichtgrundwasser-Stockwerke im Oberen Muschelkalk und ihre Bedeutung für die Verkarstung. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 28: 245-265, 8 Abb.; Freiburg.
- [19] HARRESS, H.M. (1973): Hydrogeologische Untersuchungen im Oberen Gäu. - Diss. Univ. Tübingen, 147 S., 38 Abb., 42 Tab., 4 Anl.; Tübingen.
- [20] KÖHLE, H. (1980): Hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Stuttgart-Bad Cannstatter Mineralquellen. - Diss. Univ. Tübingen, 326 S., 120 S. im Anhang; Tübingen.
- [21] KRIELE, W. (1976): Hydrogeologische Untersuchungen im Muschelkalkkarst des westlichen Unteren Gäus zwischen Pforzheim, Vaihingen/Enz und Sindelfingen. - Diss. Univ. Tübingen, 179 S.; Tübingen.
- [22] WURM, F. (1992): Geologische Karte 1:25.000 Baden-Württemberg, Erläuterungen zu Blatt 7319 Gärtringen. - 165 S., 4 Abb., 2 Tab., 7 Beil.; Stuttgart.
- [23] BRUNNER, H. (1986): Geologische Karte 1:25.000 Baden-Württemberg, Erläuterungen zu Blatt 7320 Böblingen. Mit Beiträgen von G. BLOOS, K. HINKELBEIN, H.U. KOBLER, S. MÜLLER und T. SIMON. - 128 S., 1 Abb., 1 Tab., 4 Beil.; Stuttgart.
- [24] BERTLEFF, B., JOACHIM, H., KOZIOROWSKI, G., LEIBER, J., OHMERT, W., PRESTEL, R., STOBER, L., STRAYLE, G., VILLINGER, E., WERNER, J. (1988): Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 30: 27-116, 30 Abb., 6 Tab., 1 Taf., 2 Beil.; Freiburg.
- [25] PLÜMACHER, J. (1993): Erkundung der regionalen Grundwasserströmung im Festgesteinsaquifer des Oberen Muschelkalks (mittlerer Neckarraum) mittels numerischer Modelle. -

- Dipl. Arb. RWTH-Aachen, 152 S.,
93 Abb., 13 Tab.,
10 Anl.; Aachen.
- [26] SCHUHBECK, S., WEISE, S.,
WOLF, M. & UFRICHT, W.
(1994): Isotopenhydrologische
Studie zur altersmäßigen Klassifi-
zierung ausgewählter Karst- und
Mineralwässer aus dem Raum
Stuttgart-Bad Cannstatt. - In UFRICHT,
W. & EINSELE, G. (Hrsg.): Das Mineral-
und Heilwasser von Stuttgart-Bad
Cannstatt und Berg. - Schriftenreihe des
Amtes für Umweltschutz, 2/1994: 117-
132, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- [27] KNOBLICH, K. (1966): Die Mine-
ralwässer von Stuttgart-Bad Cann-
statt. - Heilbad und Kurort, 18: 152-
153, 2 Abb.; Gütersloh.
- [28] SCHLÖSER, H. (1994): Lösungs-
gleichgewichte im Mineralwasser des
überdeckten Muschelkalks in Mittel-
Württemberg. - Tüb. Geowiss. Arb.,
C 20: 1-76, 36 Abb., 18 Tab.; Tübingen.
- [29] GRAF, W., TRIMMBORN, P. &
UFRICHT, W. (1994): Isotopen-
geochemische Charakterisierung des
Karstgrundwassers und Mineralwas-
sers im Oberen Muschelkalk im
Großraum Stuttgart unter besonderer
Berücksichtigung von Sauerstoff-18
und Schwefel-34. - In UFRICHT,
W. & EINSELE, G. (Hrsg.): Das Mineral-
und Heilwasser von Stuttgart-
Bad Cannstatt und Berg. - Schriften-
reihe des Amtes für Umweltschutz,
2/1994: 75-115, 12 Abb., 9 Tab.;
Stuttgart.
- [30] GRAF, W. & UFRICHT, W.
(1995): Über den Einsatz von Schwe-
felisotopen zur hydrogeologischen
Erkundung des Stuttgarter Mineral-
wassersystems. - Exkurs.f. u. Ver-
öfftl. GGW, 195: 32-34; Berlin.
- [31] GEYH, M.A. & KÖHLE, H.
(1989): Isotopenhydrologische Un-
tersuchungen im Raum Stuttgart-
Ludwigsburg-Leonberg. - Steir.
Beitr. Z. Hydrogeologie, 40: 75-92,
6 Abb., 3 Tab; Graz.
- [32] WEISE, S., WOLF, M.,
SCHUHBECK, S., GRAF, W.,
RAUERT, W., TRIMMBORN, P. &
UFRICHT, W. (1994): Isotopenhy-
drologische Studie zur Abschätzung
von verschiedenen alten Mineralwas-
seranteilen an ausgewählten Mine-
ralwässern aus dem Raum Stuttgart-
Bad Cannstatt. - Proceedings Iso-
topenkolloquium Freiberg, 290-291,
1 Abb.; Freiberg.

Der Oberjura-Aquifer der Schwäbischen Alb und des baden-württembergischen Molassebeckens (SW-Deutschland)

ECKHARD VILLINGER *

Zusammenfassung: Die von 250-550 m mächtigen Karbonatgesteinen des Oberjuras (Weißjura) aufgebaute Karstlandschaft der Schwäbischen Alb ist - zusammen mit ihrer östlichen Fortsetzung, der Fränkischen Alb - das größte deutsche Karstgebiet. Hier liegen auch die stärkste Quelle (Aachtopf, MQ 8,11 m³/s) und die bedeutendste Flußversinkung von Deutschland (obere Donau, mittlere Wasserverluste um 6,7 m³/s) sowie das im 20. Jh. aktivste Erdbebengebiet von Mitteleuropa nördlich der Alpen (Raum Albstadt).

Die Verkarstung der Schichtenfolge aus Kalksteinen, Dolomiten und Mergelkalksteinen hat wahrscheinlich schon in der Kreidezeit begonnen, blieb aber i. a. relativ oberflächennah. Erst mit dem Einschneiden der (Aare-) Donau in die Albtafel (ab Obermiozän) setzte eine bis heute anhaltende, intensive Tiefenverkarstung der Karbonatserie ein. Dadurch entstand seither in der Schwäbischen Alb ein ergiebiger Karstaquifer. Seine Obergrenze, die Karstwasseroberfläche, liegt in weiten Teilen der Alb 100-150 m u. Gel. Zwei große Karstzonen sind ausgebildet: Seichter Karst und - i. a. südlich der Karstwasserscheide Rhein/Donau - Tiefer Karst (mit einer Offenen Zone und einer Überdeckten Zone).

Der Karstaquifer kann geohydraulisch als "Doppelporositätssystem" (Gitter aus engen und weiten Hohlräumen) betrachtet werden und ist mit folgenden Faktoren zu charakterisieren: Gebirgsdurchlässigkeit $T/H = > 10^{-1}-10^{-9}$ m/s (Mittelwerte $5 \cdot 10^{-3}-5 \cdot 10^{-5}$ m/s), mittleres effektives Hohlraumvolumen $n_e = < 1,5-4$ %, kurzfristige und langfristige Grundwasserkomponenten, meist nervöse Reaktion der Quellschüttungen auf Niederschlagsereignisse, Schwankungen der Karstwasseroberfläche bis 50 m, Abstandsgeschwindigkeiten des Grundwassers bis > 600 m/h (Mittel um 110 m/h), longitudinale Dispersion $D_L = 0,01-10$ m²/s, longitudinale Dispersivität $\alpha_L = 1-1180$ m, mittlere Grundwasserneubildungsrate $G = 11-15$ l/s·km² (45-48 % des mittleren jährlichen Niederschlags).

Aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb werden jährlich um 150 Mio. m³ Grundwasser für die Trinkwasserversorgung gefördert (Grundwasserinhalt überschlägig 6-8 Mrd. m³). Die Qualität des Karstgrundwassers hat in den letzten Jahrzehnten infolge menschlicher Einwirkungen meist abgenommen (z. B. Nitratgehalte heute i. a. 20-40 mg/l, nur vereinzelt noch natürliche Werte bis 10 mg/l). Grundwasserschutz im Karst ist deshalb notwendig, jedoch eine schwierige Aufgabe: Die Einzugsgebiete der meisten Wasserfassungen müßten eigentlich ganz als Engere Schutzzonen ausgewiesen werden, in denen viele Einschränkungen für die Landwirtschaft gelten, Bauverbot herrscht u. a. m. Weil dieses Prinzip in der Praxis meist nicht realisiert werden kann, wurden neue hydrogeologische Kriterien zur Abgrenzung von Wasserschutzgebieten in den Karstregionen von Baden-Württemberg entwickelt.

In dem an die Schwäbische Alb südlich anschließenden Molassebecken Oberschwabens (Alpenvorland) taucht der Oberjura unter mächtige tertiäre Sedimente ab (bis 5000 m Tonmergel-, Schluff- und Sandsteine). Hier ist er eher als Kluftaquifer anzusprechen, weil er nur im Nordteil verkarstet ist. Der Aquifer ist mit Thermalwasser erfüllt (bis > 80 °C), das im SW zu Aare und Hochrhein, im NE längs des Alpenvorlands zur Donau strömt ($v_a = 1-5$ m/a). Gebirgsdurchlässigkeit ($T/H = 10^{-4}-< 10^{-9}$ m/s), Grundwasserneubildung und -mineralisation (0,5-1 g/l) sind gering und die Wasservorräte begrenzt. Ihre Nutzung erfolgt derzeit in Oberschwaben mit 8 Brunnen für Thermalbäder und Gewinnung geothermischer Energie sowie zur Wasserversorgung.

* Anschrift des Autors: Dr. Eckhard Villinger, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i. Br.

[The Upper Jurassic Aquifer of the Swabian Alb and the Molasse Basin of Baden-Württemberg, SW-Germany]

Abstract: The karst region of the Swabian Alb, built up of 250-550 m thick carbonate rocks of the Upper Jurassic, is - together with its eastern continuation, the Franconian Alb - the most extended karst area of Germany. Here we find the largest spring (Aachtopf, average discharge 8,11 m³/s) and the most important sinking stream of Germany (upper Danube, average water loss approx. 6,7 m³/s) as well as the most active earthquake area of middle Europe north of the Alps during the 20th century (Albstadt region).

The karstification of the sequence of limestones, dolomites and marly limestones probably started already during Cretaceous, but was generally restricted to the rocks near the surface. Later, when the river (Aare-) Danube cut deep into the limestone plateau (starting in the Upper Miocene), karstification of the carbonate series became more intensive and deep reaching. Thus, during Pliocene and Quaternary a productive karst aquifer developed in the Swabian Alb. The water table (top of the aquifer) is in most parts of the Swabian Alb approx. 100-150 m below ground.

Two large karst zones do exist: the zone of shallow karst and - generally south of the karst water divide between Rhine and Danube - the zone of deep karst (with an open zone and a covered zone). The karst aquifer, which can be regarded as a double porosity system (grids of narrow and wide fissures and cavities) may be characterized by the following parameters: hydraulic conductivity $> 10^{-1} - 10^{-9}$ m/s (mean values $5 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-5}$ m/s), effective void ratio $< 1,5-4$ %, coexistence of short-term and longterm components of karst groundwater, generally spontaneous reactions of spring discharges to precipitation events, water level fluctuations of up to 50 m, karst groundwater field velocities of up to > 600 m/h (mean value approx. 110 m/h), longitudinal dispersion 0,01-10 m²/s, longitudinal dispersivity 1-1180 m, mean recharge rate 11-15 l/s·km² (45-48 % of mean annual precipitation).

For water supply yearly approx. $150 \cdot 10^6$ m³ groundwater are withdrawn from the karst aquifer in the Swabian Alb (total volume of groundwater approx. $6-8 \cdot 10^9$ m³). Because of human impacts the quality of the karst groundwater generally changed for the worse in the last decades (e. g. concentration of nitrate today 20-40 mg/l, compared to a natural value of < 10 mg/l). Therefore protection of karst groundwater is necessary but very difficult: Most of the catchment areas of wells and springs used for water supply actually should be categorized as groundwater protection area zones II, in which many restrictions for agriculture exist and e. g. building is not allowed. Because this principle usually cannot be realized, new hydrogeological criteria for the delimitation of water protection areas in the karst regions of Baden-Württemberg have been worked out.

South of the Swabian Alb the White (Upper) Jurassic is dipping into the adjacent Molasse Basin of Oberschwaben (alpine foreland), where it is overlain by a thick sequence of Tertiary deposits (up to 5000 m mainly consisting of marly shales, silt- and sandstones). In this area the Upper Jurassic is developed rather as a fissured aquifer, because the carbonates are karstified only in the north. The aquifer contains thermal water (up to 80 °C), which flows in the SW. part towards the rivers Aare and Upper Rhine and in the NE. part nearly parallel to the alpine foreland towards the river Danube in the east of Bavaria (flow velocity approx. 1-5 m/a). Hydraulic conductivity ($1 \cdot 10^{-4} - < 1 \cdot 10^{-9}$ m/s) and groundwater recharge as well as mineralisation ($0,5 - < 1$ g/l) are low and the water resources are limited. Today thermal water of 8 wells is utilized for thermal bathes, geothermal energy and water supply.

1. Einleitung

Friedrich August QUENSTEDT [1: S. 78, 26], der das geologische Wissen über den Schwäbischen Jura wie kaum ein anderer geprägt und dessen Stratigraphie entwickelt hat, sprach einmal von der "Alp" als einem der interessantesten Gebirge Deutschlands und einer "Zierde des schwäbischen Stufenlandes". Dies nicht nur der Landschaft, der Höhlen und der "Petrefacten", sondern auch der sonderbaren Wasserverhältnisse wegen.

Über sie haben sich gelehrte Köpfe schon seit dem 16. Jh. Gedanken gemacht, wobei die Deutung von Naturbeobachtungen damals oft innig mit Überlieferungen aus dem Altertum und Vorstellungen aus der Welt der Sagen und der Bibel verwoben war. Immerhin ist in den alten Berichten von der Schwäbischen Alb schon die Rede von dem Charakteristikum einer Karstlandschaft, dem karsthydrographischen Gegensatz: einer wasserarmen Hochfläche mit zahlreichen Versickerungsstellen des Niederschlagswassers steht eine relativ kleine Zahl von teils starken Quellen in den Tälern gegenüber, zu denen das versickerterte Wasser unterirdisch abfließt. Daraus schloß REBSTOCK (1699) [2]: "Ja dieses Albgebüerg, ob es seinen Inwohnern an den meisten Orten keine lebendigen Quellen und Wasser mittheilet, kan jednoch fueglich eine Mutter und Wasser-Stuben vieler Wasser genennet werden". Das heute noch manchmal zitierte Bild von der Alb als einem Wassermangelgebiet ist deshalb eher ein Trugbild. [3] faßte das treffend so zusammen: "Wasser ist theils im Überfluss, theils gar nicht vorhanden".

2. Überblick

Das Karstgebiet des Oberjuras (oder Weißjuras) in der Schwäbischen Alb erstreckt sich auf über 200 km Länge und mit einer Breite von 10-40 km zwischen dem Hochrheintal und dem Nördlinger Ries (Abb. 1). Mit einer Fläche von etwa 5500 km² bildet die Schwäbische Alb - zusammen mit ihrer Fortsetzung nach NE, der Fränkischen Alb - das größte deutsche Karstgebiet. Seine Fortsetzung im SW findet es im Schweizer Jura. Am Rand der Südwestalb entspringt die größte Quelle Deutschlands, die Aachquelle (oder Aachtopf) mit einer mittleren Schüttung von 8,08 m³/s (NQ am 26.9.1928: 1,31 m³/s, HQ am 28.9.1927: 24,08 m³/s, Reihe 1922-94; nach Angaben der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg/LfU). Mit der Aachquelle bzw. ihrem 280 km² großen unterirdischen Einzugsgebiet ist Deutschlands bedeutendste Flußversinkung, die der oberen Donau zwischen Immendingen und Fridingen bei ihrem Durchbruch durch die Alb karsthydrogeologisch verknüpft (Abb. 2).

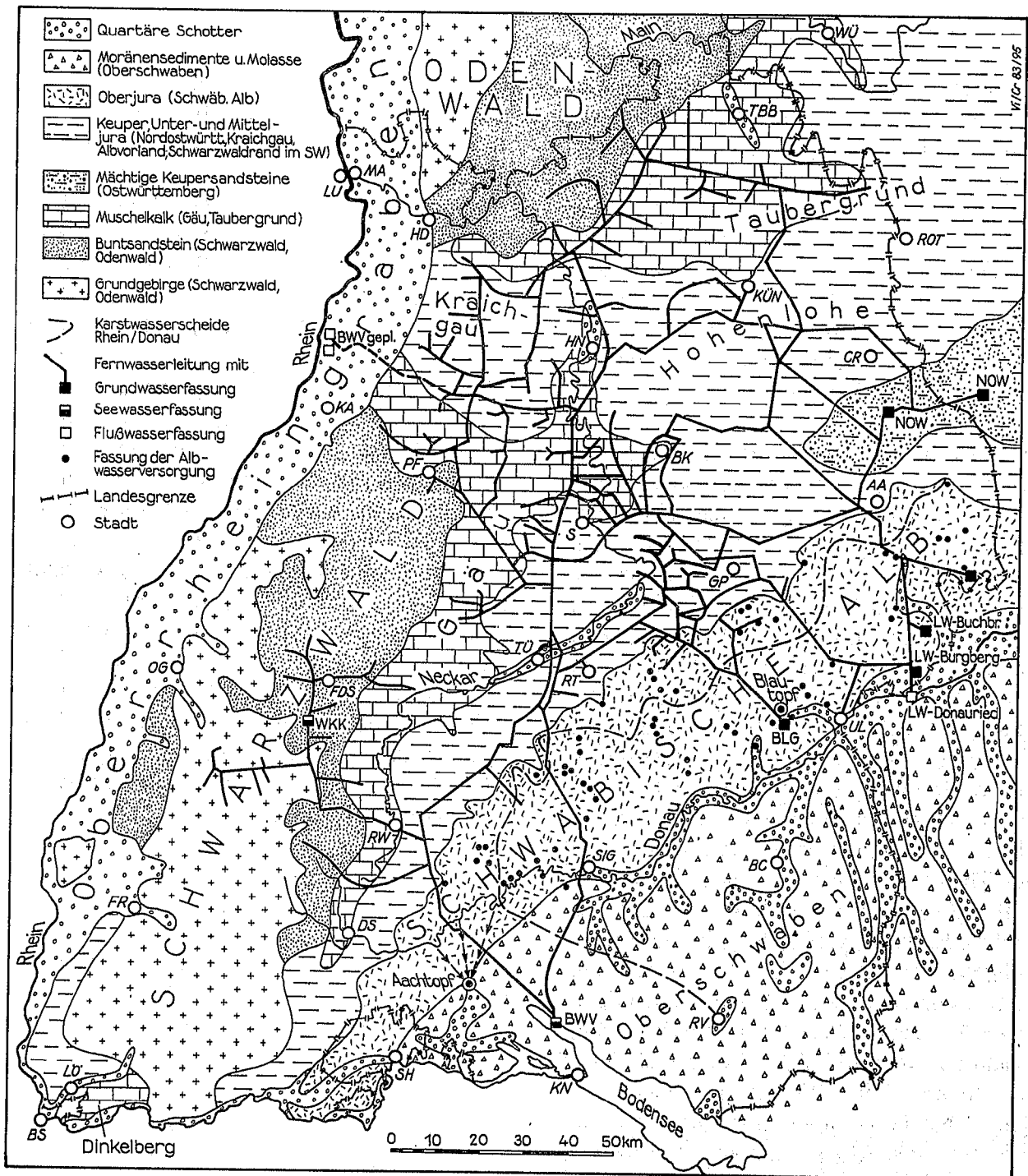
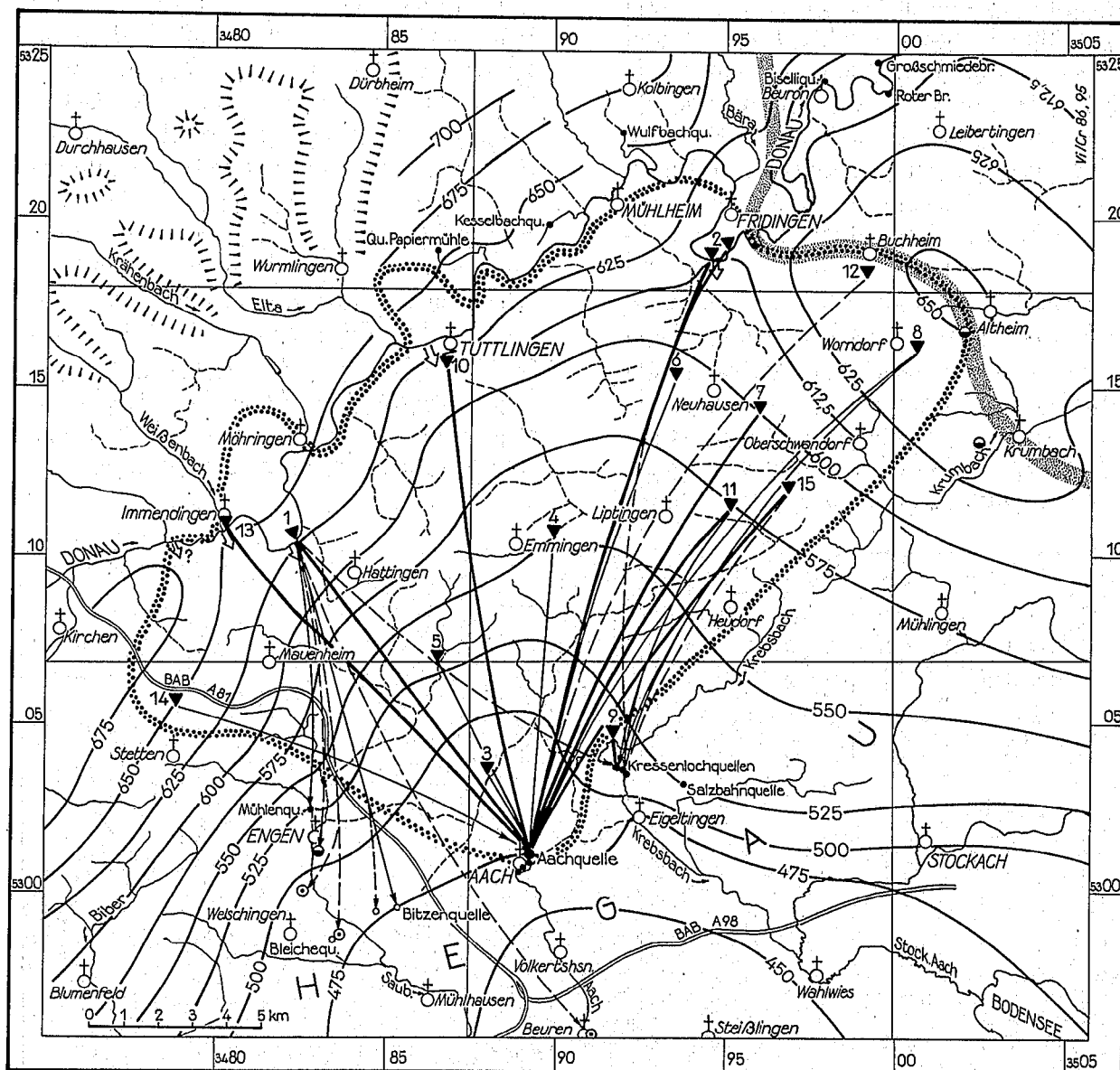


Abb. 1: Das Karstgebiet der Schwäbischen Alb im Rahmen der Grundwasserlandschaften Baden-Württembergs.

Abkürzungen der Fernwasserversorgungen: *BWV* - Bodenseewasserversorgung, *LW* - Landeswasserversorgung, *BLG* - Blau-Lauter-Gruppe (jetzt zur *LW* gehörend), *NOW* - Wasserversorgung Nordostwürttemberg, *WKK* - Wasserversorgung Kleine Kinzig. Das Leitungsnetz der zahlreichen Albwasserversorgungsgruppen ist wegen seiner Engmaschigkeit nicht eingezeichnet.



- ▼ Markierungsversuch mit Abflußrichtung
- Hauptweg
- Nebenweg
- - - Spurenweg
- Quelle, Brunnen im Karst
- Quelle, Brunnen im Kies

Blattschnitt der GK25:

7917	7918	7919
8017	8018	8019
8117	8118	8119

- Einzugsgebiet der Aachquelle im Oberjura-Karst
- ▨ Karstwasserscheide Rhein/Donau (bei Vollversickerung der Donau)
- ||||| Alb Nordrand
- ▼ Donauversickerungen
- 550- Potentiallinie des Karstgrundwassers im Oberjura (m ü.NN)

Abb. 2: Das rd. 280 km² große unterirdische Einzugsgebiet der Aachquelle auf der südwestlichen Schwäbischen Alb mit seinen Verbindungen zu den Versickerungsstellen der Donau und den Linien gleichen Potentials im Karstaquifer (für etwa mittleren Wasserstand). Die Eingabestellen der Markierungsversuche sind in der Reihenfolge ihrer erstmaligen Besichtigung mit Tracern numeriert. Der erste Versuch erfolgte 1877 bei Nr. 1 (mit späteren Wiederholungen), zuletzt 1995), die Eingabestelle Nr. 15 wurde 1978 benutzt (nach [4] geändert). Stand: Dezember 1995.

Dort verschwinden im langjährigen Mittel ca. $6,7 \text{ m}^3/\text{s}$ Flußwasser im Karst, wovon der größte Teil zum Aachtopf gelangt und $2/3$ seiner Mittelschüttung ausmacht [5: S. 46 ff.]. Hinzuweisen ist auch auf eine der sicherlich schönsten Quellen, den Blautopf bei Blaubeuren, der als zweitstärkste Karstquelle der Schwäbisch-Fränkischen Alb und wohl auch Deutschlands eine Mittelschüttung von $2,31 \text{ m}^3/\text{s}$ (NQ am 22.2.1963: $0,29 \text{ m}^3/\text{s}$, HQ am 27.3.1988: $32,67 \text{ m}^3/\text{s}$; Reihe 1952-94; nach Angaben der LfU) und ein rd. 160 km^2 großes unterirdisches Einzugsgebiet besitzt (Abb. 3; [6]). Als weiteren Superlativ beherbergt die Schwäbische Alb das in diesem Jahrhundert aktivste Erdbebengebiet Mittel-

europas nördlich der Alpen in der Gegend von Albstadt [7]. Zuletzt hat die Erde dort 1978 so stark gebebt, daß Millionen-schäden entstanden sind. Wie unzählige schwächere sind auch diese starken Beben nicht primär an die tektonische Struktur Hohenzollerngraben gebunden. Vielmehr sind die Hypozentren dieser Beben mit Herdtiefen von 5-12 km auf einer steilstehenden, sinistralen Blattverschiebung im tieferen Untergrund aufgereiht. Sie folgt nahezu in Süd-Nord-Richtung über ca. 200 km Länge einer Linie Radolfzell - Albstadt - Tübingen-Markgröningen und quert im Gebiet von Onstmettingen den Hohenzollerngraben.

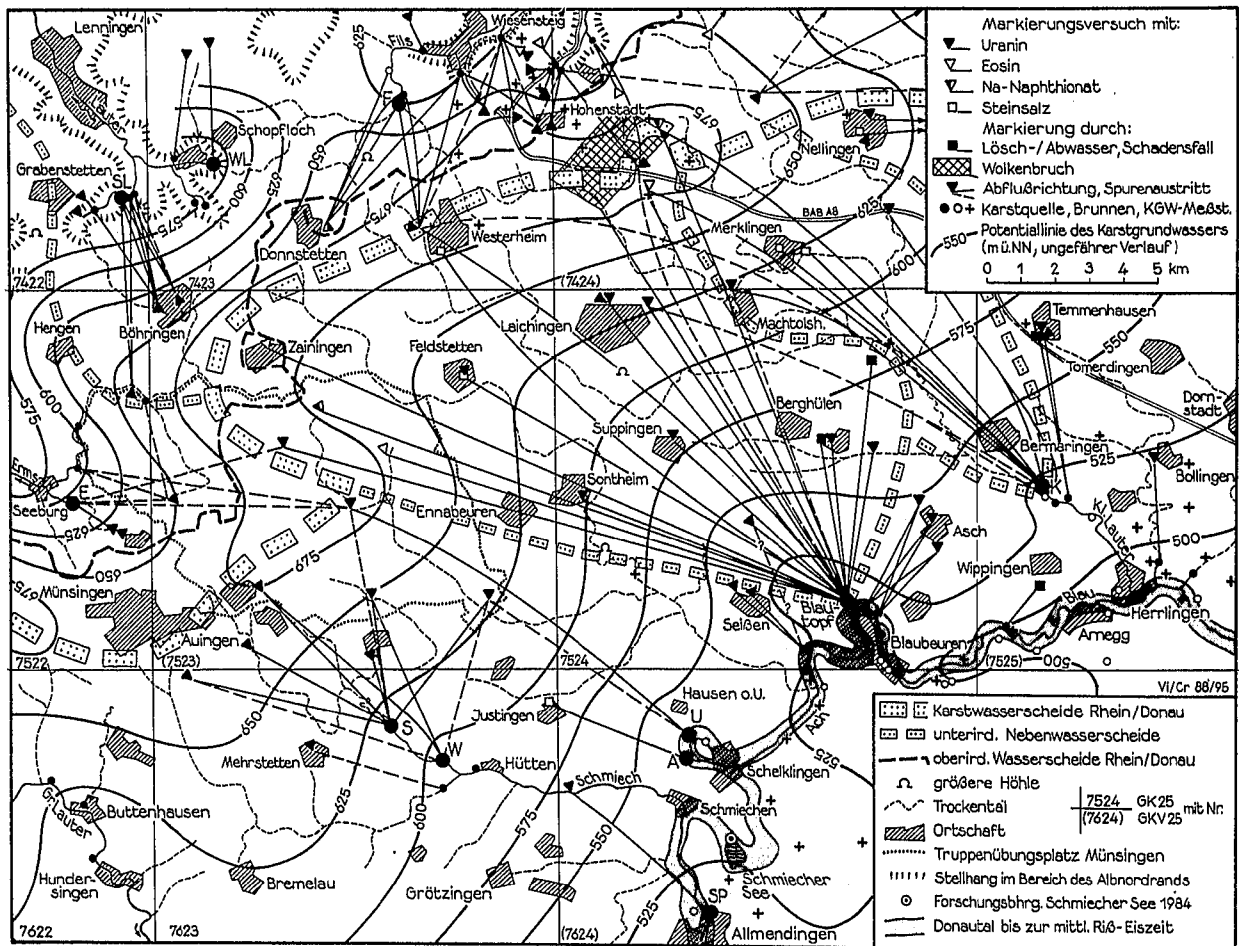


Abb. 3: Das rd. 160 km^2 große unterirdische Einzugsgebiet des Blautopfs mit den Linien gleichen Potentials im Karstaquifer. Die Markierungen des Karstgrundwassers fanden in den Jahren 1924 (Wolkenbruch bei Hohenstadt) bis 1987 (Westerheim, Donnstetten, Zainingen) und 1991 (SE Hohenstadt) statt. Weitere große Karstquellen sind: A-Achqu., E-Ermsqu., F-Filsqu., K-Kl. Lauterqu., S-Schmiechqu., SL-Schwarze Lauterqu., SP-Springqu., W-Schwarzweiherqu., WL-Weiße Lauterqu., U-Urspringtopf (alle MQ > 200 l/s). Stand: Dezember 1995.

Wohl deshalb ist dort die seismische Aktivität besonders erhöht. Diese "Schwäbische Erdbebenlinie", wie sie in [8: S. 404, Abb. 3] genannt wurde, ist Teil der breiteren Albstadt-Scherzone [9] und wirkt sich nach neueren Untersuchungen auch auf das oberflächennahe tektonische Bild aus. Schließlich seien als einzigartige, wenn auch ebenfalls nicht karstbedingte Besonderheiten der Schwäbischen Alb noch erwähnt: das Urach-Kirchheimer Vulkangebiet mit seinen bis heute rd. 360 bekannten Schloten und Maaren aus dem Miozän ("Schwäbischer Vulkan" nach [10, 11, 12]), die damit verknüpften Mineral- und Thermalwasservorkommen im Muschelkalk, Keuper, Unter- und Mitteljura (= Schwarz- und Braunjura) unter dem Albnordrand [13: Kap. 4.2], die vermutlich damit nicht ursächlich zusammenhängende geothermische Anomalie im Raum Bad Urach [14, 15] sowie die knapp 15 Mio. Jahre alten Meteoritenkrater des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens [16].

Nahe ihrem Nordrand wird die Schwäbische Alb weithin von der oberirdischen Europäischen Wasserscheide zwischen Rhein/Neckar und Donau durchzogen. Sie entspricht jedoch meistens nicht der unterirdischen oder Karstwasserscheide (s. u.). Dies wird besonders deutlich im Gebiet der Südwestalb, wo die Donauversinkung eine weite Verschiebung der Karstwasserscheide zugunsten des Rhein-Einzugsgebiets mit seiner deutlich tieferen Erosionsbasis bewirkt hat.

Die Verkarstung des Oberjuras dürfte - zumindest oberflächennah - schon während der Kreidezeit vor über 130 Mio. Jahren begonnen haben, nachdem die jurassischen Sedimente endgültig Festland geworden waren, und sie geht bis heute weiter. Deshalb und als Folge der seitherigen weitgehenden Abtragung der jüngsten Juraschichten (Tithon) auf der Alb ist der Oberjura dort heute intensiv und tiefrei-

chend verkarstet. Die entscheidende Entwicklung hierzu geschah aber vermutlich erst ab dem Obermiozän vor ungefähr 8 Mio. Jahren, als nach dem Ende der Molassesedimentation das Flußsystem der Aare-Donau entstanden war und sich ab dem Pliozän zunehmend in die Albtafel eingeschnitten hatte [17, 18, 19].

Etwa entlang der Donau taucht die verkarstete Oberjuratafel in das Molassebecken unter Oberschwaben ab, in dem sie nach SE von immer mächtigeren Sedimenten des Tertiärs (Molasse) und des Quartärs überdeckt wird (Abb. 4). Schon wenig südlich der Donau sinkt der Oberjura unter die 20 °C-Isotherme, und bis ins Allgäu erreicht er sogar eine Gebirgstemperatur von über 150 °C [20: Abb. 4]. Soweit er als Aquifer anzusprechen ist, enthält der Oberjura in Oberschwaben deshalb Thermalwasser.

An dieser Stelle ist auf einige Neuerungen bei den nachstehend verwendeten Schichtbezeichnungen hinzuweisen. Im Zusammenhang mit langjährigen Bemühungen der Subkommission Jura-Stratigraphie und einer landesweiten Vereinheitlichung der Nomenklatur, die jetzt im Zuge des Aufbaus von Datenbanken unausweichlich geworden ist, hat das Geologische Landesamt Baden-Württemberg eine Reihe biostratigraphisch besetzter Formationsnamen im Jura gestrichen. Statt dessen wurden lithostratigraphisch definierte Bezeichnungen eingeführt, wie sie z. T. auch schon in der alten QUENSTEDT'schen Gliederung enthalten waren [21]. So heißen im Oberjura die bisherigen Oxford-Mergel jetzt wieder Impressamergel, und aus den Kimmeridge-Mergeln wurden Lacunosamergel (nach dem Brachiopoden *Lacunosella lacunosa*). Die dazwischen liegenden Oxford-Kalke wurden wieder in Wohlgeschichtete Kalke und die Mittel-

bzw. Oberkimmeridge-Kalke - soweit sie in geschichteter Fazies vorliegen - in Untere und Obere Felsenkalke umbenannt. Die altersmäßig entsprechenden massigen Karbonatgesteine (Algen-Schwamm-"Riffe" etc.) werden als Unterer Massenkalk (joMu) bezeichnet, die den beiden obersten Formationen entsprechenden als Oberer Massenkalk (joMo).

Aus praktischen Gründen und um die Kontinuität zu den seitherigen, ab 1972 eingeführten Schichtsymbolen zu wahren, wurden diese im wesentlichen beibehalten. Allerdings wurde aus tiL für Liegende Bankkalke ki4 und aus tiZ für Zementmergel ki5, weil beide Formationen biostratigraphisch ins Kimmeridge und nicht ins Tithon gehören, wie man inzwischen weiß (Gliederung und Mächtigkeiten s. Abb. 5). Diese Namen und Symbole werden nach und nach auch auf neu erscheinenden geologischen Karten eingeführt.

3. Hydrogeologische Gliederung der Oberjura-Schichtenfolge und der Karstzonen

3.1 Schwäbische Alb

Innerhalb des Oberjura-Schichtenpakets sind sowohl in der Alb wie im Molassebecken vor allem zwei Abschnitte als überregionale Grundwasserleiter wirksam: die Wohlgeschichteten Kalke (ox2) und das 50-250 m mächtige Paket aus Felsenkalken und Liegenden Bankkalken (ki2-4) bzw. Unterer Massenkalk (joMu). Die Hangenden Bankkalke (ti1) ganz oben sind nur lokal als Grundwasserleiter von Bedeutung.

Die ox2-Kalke liegen bekanntlich auf der Alb in der Regel in Bankfazies vor, sie sind "wohlgeschichtet" und gut geklüftet, oft auch verkarstet. Sie können deshalb teilweise als Karst-, teilweise als Klüftgrundwasserleiter angesprochen werden. Demgegenüber wird der Hauptgrundwasserleiter aus Felsenkalken

und Liegenden Bankkalken nur untergeordnet aus dickbankigen und klüftigen Kalken, großenteils aber von massigen, meist stark verkarsteten Algen-Schwamm-Riffkalken und Dolomiten (Unterer Massenkalk) aufgebaut. Besonders hohe Gebirgsdurchlässigkeiten treten darin in Zonen mit sog. "zuckerkörnigem Lochfels" auf, der bei Umkristallisationsvorgängen während der Diagenese entstanden ist (Dolomitisierung und Rekalzitisierung). Durch die Vernetzung solcher kaverner Zonen mit Klüften und Spalten konnte und kann die Verkarstung hier besonders gut ansetzen, so daß teilweise hydraulisch hochwirksame Bereiche entstanden sind.

Die beiden vorherrschend mergeligen Formationen jeweils im Liegenden dieser Karstgrundwasserleiter sind grundsätzlich Geringleiter bis Nichtleiter.

Die Impressamergel (ox1) an der Basis des Oberjuras bilden dabei die absolute Karstbasis, da sie nicht verkarstet sind. Die Grenze zum hangenden Grundwasserstockwerk liegt meist nicht genau an der Formationsgrenze, sondern etwas tiefer, weil im oberen Teil der ox1-Mergel die Bimammatum-Kalkbänke auftreten, die hydraulisch z. T. noch dem Hangenden zuzurechnen sind.

Die Lacunosamergel (ki1), früher auch als Mittlere Weißjuramergel bezeichnet, sind hydraulisch ein "Chamäleon", denn teilweise wirken sie trotz Klüftung als Geringleiter, teilweise sind sie aber verkarstet und bilden eine Art hydraulischen Düker zwischen dem über- und dem unterlagernden Grundwasserleiter. Diese Dükerfunktion tritt dann ein, wenn die Karstwasseroberfläche unterhalb der ki1-Mergel liegt, d. h. wenn diese sich im vadosen, also ungesättigten Bereich befinden. Sobald die Mergel aber in das Karstgrundwasser eintauchen, d. h. im

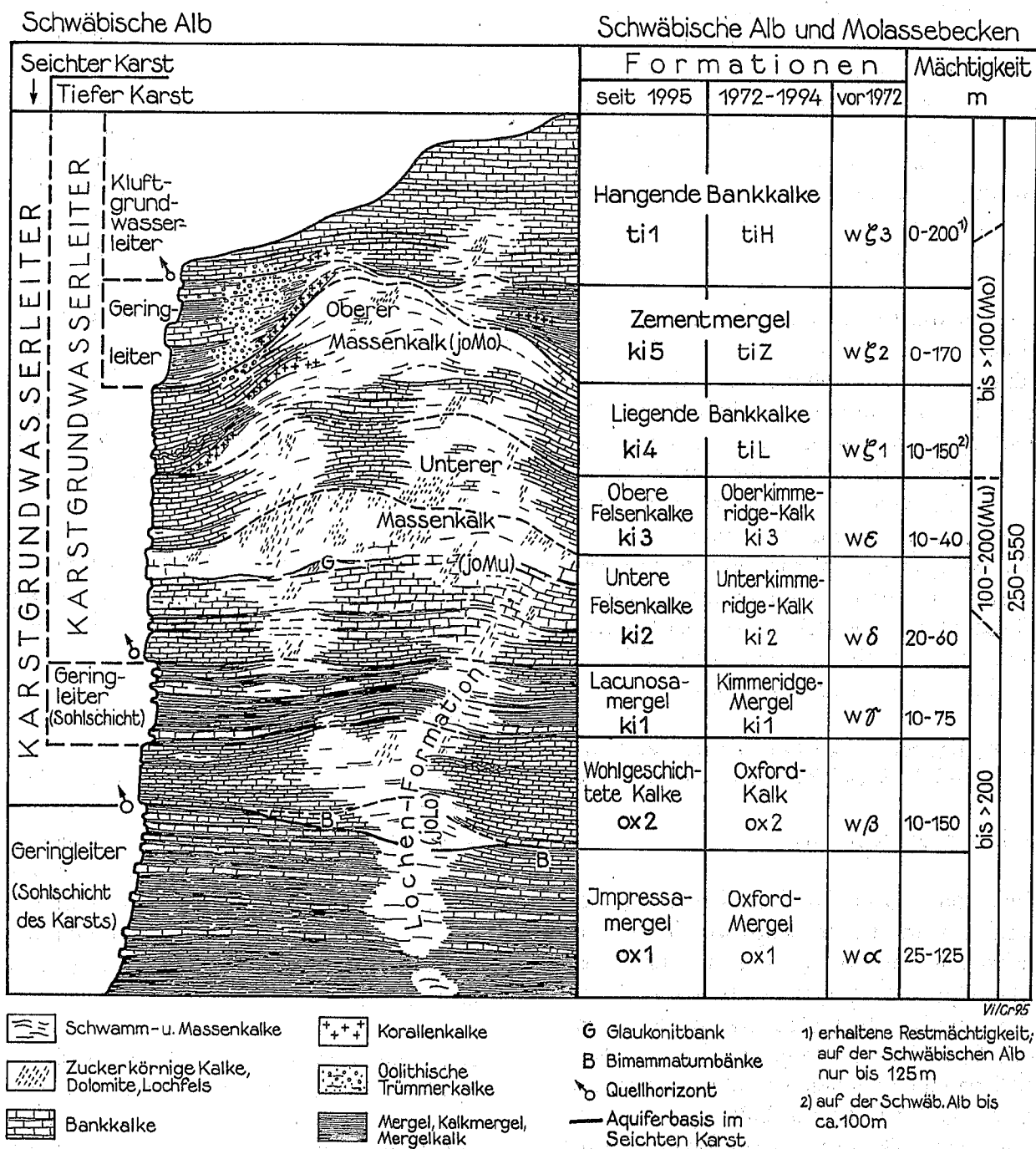


Abb. 5: Schichtenfolge und Formationsbezeichnungen des Weißjuras (Oberjuras) in der Schwäbischen Alb und in der Nordhälfte des baden-württembergischen Molassebeckens (Schwäbische Fazies). Die seit 1995 vom Geologischen Landesamt eingeführten Formationsbezeichnungen sind in [21], die vorher verwendeten in [22] dargelegt. Die vor 1971 gebräuchlichen Symbole gehen auf QUENSTEDT zurück. Darstellung der Gesteine im Profil abgewandelt nach [23: Abb. 87]. Links außen ist die hydrogeologische Gliederung der Schichtenfolge in den Karstzonen der Schwäbischen Alb eingetragen.

phreatischen Bereich liegen, werden sie zum Geringleiter und wirken als Sohlschicht für das Karstgrundwasser. Beispiele für diesen Funktionswechsel sind auf der Mittleren Alb im Randbereich des Tiefen Karsts gegen den Seichten Karst z. B. im Raum Burladingen (Fehlatal) und bei Buttenhausen (Großes Lautertal) zu sehen. Wo die ki_1 -Mergel unter die Talsohle abtauchen, treten jeweils relativ starke Karstquellen aus, weil hier die Mergel als Wasserstauer wirken, während sie weiter talaufwärts, höher am Hang austreichend, für das Sickerwasser auf seinem Weg zum tieferliegenden Karstgrundwasser kein Hindernis darstellen.

Diese Dükerfunktion der Lacunosamergel (ki_1) ist ein wichtiges Element bei der in Abb. 6 skizzierten **Karstzonengliederung** (zu deren Grundlagen auf der Schwäbischen Alb s. [24, 25, 26, 5]). Im Seichten Karst bilden die (vor allem am Albtrauf) austreichenden Impressamergel (ox_1) die Sohlschicht des Karstgrundwassers. Die ki_1 -Mergel sind zumindest soweit mitverkarstet, daß sie wasserdurchlässig und die beiden Grundwasserleiter miteinander zu **einem** großen Stockwerk verbunden sind. Das Karstgrundwasser tritt daher im Seichten Karst, von wenigen Ausnahmen abgesehen (z. B. Quelle des Uracher Wasserfalls), in Schichtquellen nahe oder an der Grenze ox_1/ox_2 aus. Bedingt durch die topographisch tiefliegende, regionale Vorflut des Neckars und das allgemeine Schichtfallen nach SE erstreckt sich die Zone des Seichten Karsts als relativ schmales Band entlang dem Alb nordrand. Südlich der Karstwasserscheide schließt die Zone des Tiefen Karsts an. Zu ihr gehört das gesamte übrige Gebiet der Schwäbischen Alb. Der Tiefe Karst wird untergliedert in eine Offene und eine Überdeckte Zone. In der Offenen Zone, die den größten Teil der Albhochfläche einnimmt, kann Niederschlagswasser meist ungehindert in den

verkarsteten Untergrund infiltrieren, abgesehen von Verzögerungen beim Durchsickern von oberflächennahen Epikarstbereichen [27: S. 43 ff.; 28]. In der Überdeckten Zone wird die Grundwasserneubildung dagegen durch die dem Oberjura aufliegende, gering durchlässige Molassedecke in hohem Maße behindert bzw. unterbunden (Kap. 5).

Im Tiefen Karst sind die Impressamergel nicht angeschnitten, sie sinken nach SE immer tiefer unter die Täler ab. Die Auslaufmöglichkeiten des Karstgrundwassers richten sich deshalb nach dem Niveau der örtlichen Vorfluttäler, wo Überlaufquellen austreten. Da die Lacunosamergel im Tiefen Karst meist ebenfalls unter dem Niveau der Täler bleiben und daher nicht verkarstet sind, wirken sie hier als Sohlschicht des Karstgrundwassers (Abb. 6).

Allerdings bedeutet dies nicht, daß das Karbonatpaket ki_{2-4} im Tiefen Karst stets bis zu den ki_1 -Mergeln hinab verkarstet ist. In Abhängigkeit von Gesteinsfazies, Klüftigkeit, Landschafts- und damit Karstgeschichte sowie anderen Faktoren, ist die Tiefenreichweite der Verkarstung vielmehr recht unterschiedlich. Sie endet oft schon innerhalb der Felsenkalken bzw. an der Basis des Unteren Massenkalks, die häufig mit der Glaukonitbank an der Grenze $ki_{2.3/2.4}$ zusammenfällt. In Bohrungen zeigt sich dies oft an zur Tiefe hin abnehmendem Wasserzulauf [29: Abb. 9]. Geringe Wasserführung ist dann erst wieder in den tieferliegenden, klüftigen, aber nicht verkarsteten, ox_2 -Kalken vorhanden, die im Tiefen Karst in der Regel ein eigenständiges, unteres Klüftgrundwasserstockwerk bilden. Generell steigt die Untergrenze der Verkarstung nach Süden infolge des Abtauchens der Albtafel in stratigraphisch immer höhere Bereiche des Grundwasserleiters auf.

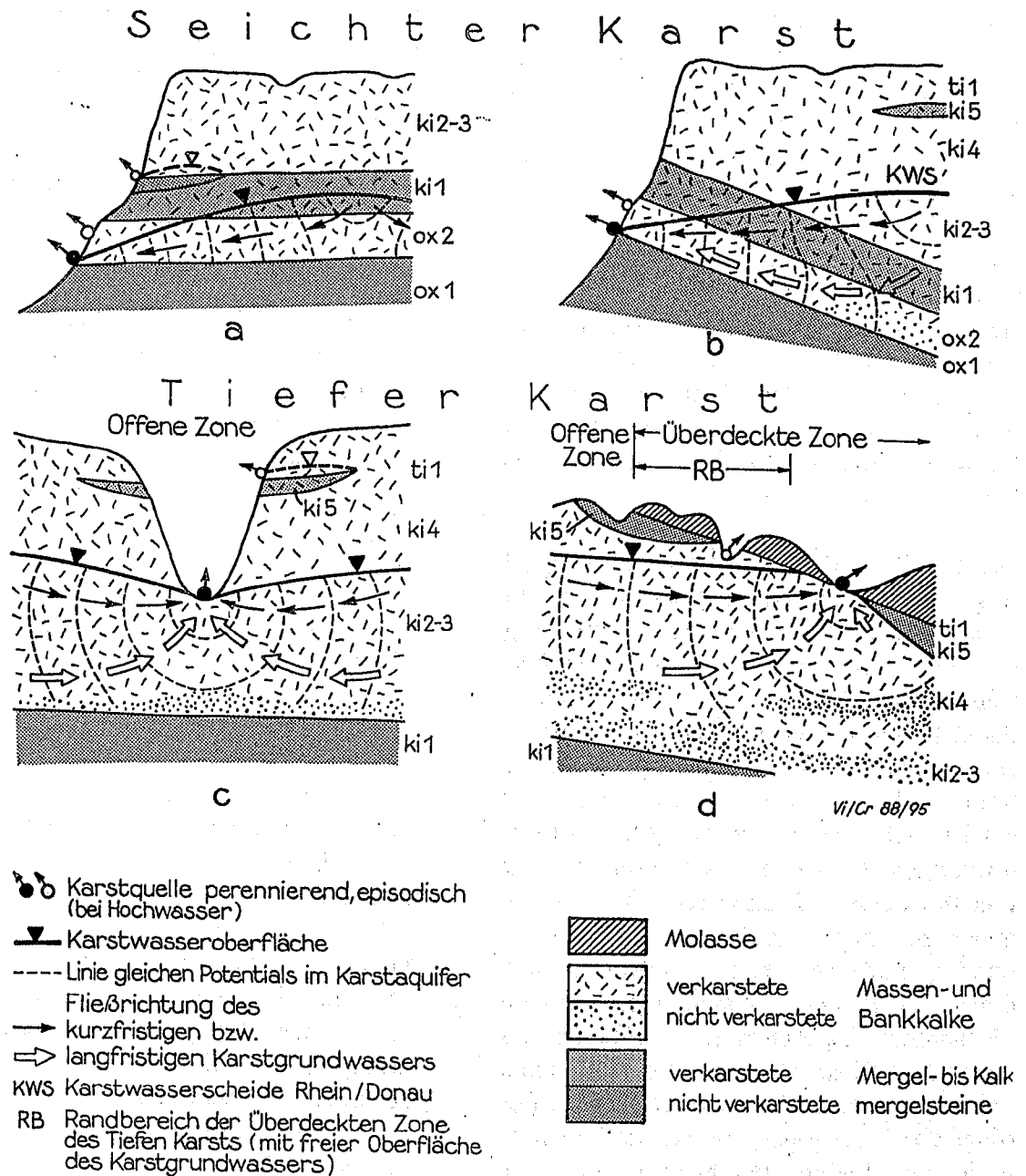


Abb. 6: Prinzipskizzen zur Definition der Karstzonen in der Schwäbischen Alb. Beispiele zugehöriger Karstquellen:

- a - Typischer Seichter Karst (z. B. Filsquelle/Wiesensteig, Goldloch/Schlattstall, Reißenbachquelle/Unterhausen)
- b - Seichter Karst mit gegen die Entwässerungsrichtung einfallender Sohlschicht ox1 (z. B. Rohrachquellen/Geislingen, Echazquellen/Honau)
- c - Offene Zone des Tiefen Karsts (z. B. Brenztopf/Königsbronn, Blautopf/Blaubeuren, Urspringtopf/Schelklingen, Ermsquelle/Seeburg, Biselliquelle/Beuron) mit lokalem, schwebendem Grundwasser über Zementmergeln (ki5, z. B. kleine Quellen bei Münsingen)
- d - Überdeckte Zone des Tiefen Karsts (z. B. Buchbrunnen/Dischingen, Erbacher Quellen, Kesselquelle/Zwiefalten, Biberquelle/Langenenslingen, Aachquelle/Aach)

Auf der Alb ist dort, wo über den Liegenden Bankkalken erhalten sind und noch von ebenfalls bis > 100 m erreichenden Hangenden Bankkalken (ti1) oder Oberem Massenkalk (joMo) überlagert werden, örtlich ein weiteres, sog. schwebendes, allerdings schwaches Grundwasserstockwerk in den ti1-Kalken entwickelt (vgl. Abb. 5). Voraussetzung ist, daß die Zementmergel nicht verkarstet sind, d. h. als Stauer wirken, was nicht immer der Fall ist. Da die Verkarstung der dünn- bis mittelbankigen ti1-Kalke meist weit weniger intensiv ist als die von Massenkalken, sind die Hangenden Bankkalke eher als Kluftgrundwasserleiter einzustufen. Fehlen die Zementmergel, dann sind die Hangenden Bankkalke dem Hauptgrundwasserleiter (ki2-4) hinzuzurechnen.

3.2 Molassebecken

Etwas anders sind die Verhältnisse im Molassebecken: Hier sind Zementmergel und geschichtete Hangende Bankkalke unter der Molasse noch flächenhaft verbreitet und erreichen Mächtigkeiten von zusammen ca. 50-270 m [30: Abb. 2; 31: Taf. 8, 9], wobei die niedrigeren Werte im NW nahe der Donau, die hohen Werte im SE nahe dem Gebiet der Helvetischen Fazies des Oberjuras (s. u.) auftreten. Beide Formationen sind hier als Gering- bis Nichtleiter einzustufen. Sie unterlagen zwar vor der Molassesedimentation, in der etwa 100 Mio. Jahre langen Zeit der Kreide und des Alttertiärs, von der damaligen Landoberfläche her der Verkarstung. Sie reichte jedoch infolge des geringen Reliefs nur einige Zehner Meter tief und allenfalls lokal, am ehesten im N, bis in die Schichten des Hauptgrundwasserleiters hinab. Die bei dieser Paläoverkarstung entstandenen Karsthohlformen an der Oberfläche und Lösungshohlräume im oberflächennahen Gebirge sind schon vor der sukzessiven Bedeckung der alten Landoberfläche durch die mächtigen Molassesedimente größtenteils mit Lehm der Bohnerz-Formation

(in Abb. 4 nicht eingezeichnet) plombiert worden. Diese Hohlräume sind deshalb in der Regel nicht wasserwegsam.

Der Hauptgrundwasserleiter des Weißjuras wird auch im Molassebecken von den Felsenkalken und den Liegenden Bankkalken (ki2-4) bzw. dem Unteren Massenkalk (joMu) gebildet, soweit diese Formationen in der sog. **Schwäbischen Fazies** ausgebildet sind, wie sie auch in der Alb verbreitet ist. Zusammen erreicht dieses Stockwerk um 100-300 m Mächtigkeit [20: Abb. 2]. Seine Verkarstung konnte sich erst entwickeln (und zwar **unter** der Molassedecke) als sich die im Obermiozän entstandene (Aare-)Donau, vor allem ab dem Pliozän, tief in den Oberjura eingeschnitten hatte (bis heute > 250 m [17, 18, 30]). Dadurch wurden, von dort ausgehend, in dem nun aufgeschlossenen Grundwasserleiter Strömungsvorgänge ausgelöst, die zu einer allmählich seitlich nach S ausgreifenden, internen Verkarstung geführt haben. Deren Intensität ist - wie auf der Alb - im Massenkalk, vor allem in Dolomiten und Lochfelszonen, und entlang von Störungszonen - z. B. der von Pfullendorf-Saulgau (Abb. 4) - am höchsten. Dies hat die Auswertung der in Oberschwaben zahlreich in den Oberjura niedergebrachten Tiefbohrungen gezeigt (ca. 125 nach Erdöl-/Erdgas, ca. 10 nach Trinkwasser, 10 nach Thermalwasser [30]). Insgesamt gesehen ist sie jedoch naturgemäß viel geringer als im freiliegenden Oberjura der Schwäbischen Alb. Man sollte deshalb im Molassebecken besser von einem teilweise (im N) verkarsteten Kluftgrundwasserleiter sprechen. Dies auch deshalb, weil die Intensität der Verkarstung nach SE rasch abnimmt und diese schon weit vor dem Bereich der sog. **Helvetischen Fazies** ganz aufhört. In deren Verbreitungsgebiet, südlich einer Linie S Markdorf-N Ravensburg-S Leutkirch (Abb. 7), bestehen die Schichten des höheren Oberjuras aus dunklen, gebankten

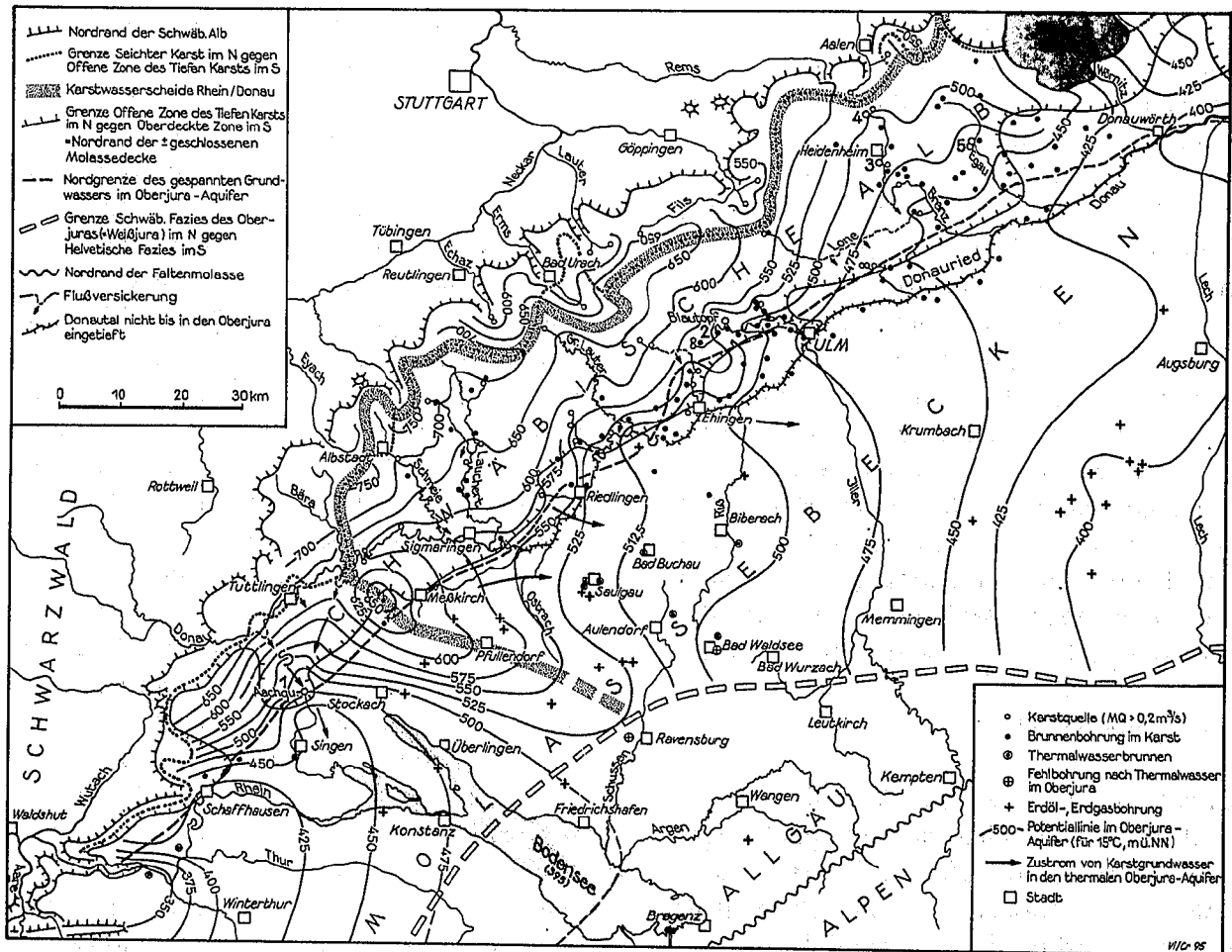


Abb. 7: Verlauf der Potentiallinien im Weißjura-Aquifer der Schwäbischen Alb und des baden-württembergischen Molassebeckens. Linienabstand südlich der Donau und auf der Ostalb i. a. 25 m, auf der Mittel- und Westalb 50 m (im äußersten SW unter Verwendung von [32: Abb. 9]). Die fünf stärksten der eingetragenen großen Karstquellen sind:
 1-Aachquelle (MQ 8,08 m³/s), 2-Blautopf (MQ 2,31 m³/s), 3-Brunnenmühlequelle (MQ um 1,5 m³/s), 4-Brenztopf (MQ 1,23 m³/s), 5-Buchbrunnen (MQ 0,93 m³/s). Weiter sind dargestellt: Karstgrundwasser direkt erschließende Brunnen (meist genutzt für die öffentliche Wasserversorgung), Thermalwasser- bzw. Geothermiebohrungen sowie Erdöl-/Erdgasbohrungen mit Daten zum hydraulischen Potential des Weißjura-Aquifers im Molassebecken.

und z. T. bituminösen Kalken ohne Algen-Schwamm-"Riffe" (Quinten-Formation).

4. Geometrie, Merkmale und Kennwerte des Oberjura-Aquifers

Im Karst der Schwäbischen Alb gibt es, wie im Kap. 3.1 beschrieben, zwar mehrere (potentielle) Grundwasserleiter, jedoch -

als Folge der teilweise auftretenden hydraulischen Dükerfunktion der k11-Mergel - durchweg nur **einen** Karstaquifer (Aquifer = gesättigter, d. h. phreatischer Teil des Grundwasserleiters). Im Seichten Karst besteht er grundsätzlich aus ox2 und ki2-4 bzw. Mu einschließlich der k11-Mergel dazwischen (die jüngsten Oberjura-Schichten sind weitgehend abgetragen),

soweit sich diese Formationen unterhalb der Karstwasseroberfläche befinden (Abb. 6). Die Verkarstung hat alle Formationen bis hinab zur Sohlschicht ox1 erfaßt und prägt die hydraulischen Verhältnisse.

Im Tiefen Karst, wo die ki1-Mergel i. a. als Gering- bis Nichtleiter und Karstbasis wirken (abgesehen von schmalen Bereichen in der Nachbarschaft des Seichten Karsts, s. Kap. 3.1), besteht der Karstaquifer aus den meist stark verkarsteten Formationen ki2-4 bzw. joMu und - wenn die Zementmergel fehlen - aus ti1 bzw. joMo, soweit diese Schichten wiederum unterhalb der Karstwasser- oberfläche liegen (Abb. 6). Im Bereich des Molassebeckens kann das Formationspaket ki2-4 bzw. joMu allenfalls ganz im N, nahe der Donau, noch als Karstaquifer bezeichnet werden. Weiter südlich geht es in einen Kluftaquifer über.

Die freie **Grundwasseroberfläche** bildet definitionsgemäß die obere Begrenzung des Aquifers, soweit dieser nicht durch abdeckende Geringleiter gespannt wird, wie im Molassebecken. Die Grenze zwischen freiem und gespanntem Karstgrundwasser verläuft, parallel zum Nordrand der Molassedecke, etwas nördlich der Donau und des Ablachtals durch den Hegau zum Hochrhein (Abb. 7). Diese Linie trennt auch zwei verschiedene hydraulische Bereiche. Im N, im Gebiet des offenen Karsts, überwiegen lokale Fließsysteme, die im wesentlichen auf die Karstquellen im Seichten und im Tiefen Karst ausgerichtet sind. Dagegen wird der Oberjura-Aquifer im Molassebecken von regionalen Fließsystemen geprägt. Westlich der Druckwasserscheide (Linie Meßkirch-Ravensburg) strömt das thermale Grundwasser unter dem Bodensee hindurch zum Aare-Unterlauf und zum Hochrhein ab. Östlich der Wasserscheide bewegt es sich, mit sehr geringem Gefälle, der Länge nach unter dem Alpenvorland zu Austrittsstellen entlang der Donau

unterhalb von Ulm, bei Bad Gögging und Regensburg sowie im Raum Straubing [33: Abb. 9.1].

Die **Mächtigkeit** des freien Karstaquifers in der Offenen Zone des Tiefen Karsts und im Seichten Karst ist infolge des großen Flurabstands der Karstwasseroberfläche (weithin 100-150 m, lokal noch mehr) beträchtlich kleiner als die des Grundwasserleiters: Im Seichten Karst beträgt die Aquifermächtigkeit < 1-ca. 50 m (bei gegen die Entwässerungsrichtung einfallender Sohlschicht örtlich bis ca. 100 m), in der Offenen Zone und im Randbereich der Überdeckten Zone des Tiefen Karsts steigt sie von NW nach SE von etwa 50 m (lokal weniger) bis auf örtlich > 200 m an. Die Aquifermächtigkeit ist vielerorts jedoch erheblichen temporären Variationen unterworfen, weil die Grundwasseroberfläche als Folge der witterungsbedingt unterschiedlicher Grundwasserneubildung und mit wachsender Entfernung von den Vorflutern bzw. Quellen zur Karstwasserscheide hin zwischen etwa 1 m und mehreren Zehnermetern schwankt (Ostalb z. T. bis 50 m [29: S. 122]). In diesem vados-phreatischen Grenzbereich gehen besonders intensive Verkarstungs-, d. h. Korrosionsprozesse vor sich, weil hier die Wasserbewegung am stärksten ist.

Im Molassebecken ist die Mächtigkeit des Oberjura-Aquifers (Schwäbische Fazies) zwar gleich der des Grundwasserleiters (um 100-300 m), aufgrund der ungleichen Hohlraumverteilung beträgt sie jedoch "netto" oft nur 20-50 m. Der Druckspiegel des Grundwassers im Weißjura schwankt nach Messungen in den Thermalwasserbohrungen weitspannig um etwa 1-3 m, bedingt durch Witterungseinflüsse im Einzugsgebiet. Darauf aufgesetzt sind kleinere Schwankungen von etwa einer bis mehrere Wochen Dauer, die den Gang des Luftdrucks wiedergeben (Amplitude etwa 0,2-0,3 m), und kurzzeitige, sehr regel-

mäßige Schwankungen, die von den Gezeiten herrühren (Amplitude 0,05-0,20 m).

Die hydraulischen Merkmale und Eigenschaften des Karstaquifers der Schwäbischen Alb werden geprägt durch ein **Zusammenwirken von drainierenden und von speichernden Hohlräumen**: einerseits sind das wasserwegsame Zonen mit Klüften, Spalten und Schichtfugen, die mit kavernen Lochfelspartien und korrosiv entstandenen Karsthohlräumen (Durchmesser bis mehrere Meter) vernetzt sind, andererseits gering bis nicht wasserwegsame, weil kaum geklüftete und nicht verkarstete Gesteinsbereiche. Daher besitzt der Aquifer geohydraulisch den Charakter eines "Doppelporositätssystems" bzw. er entspricht dem hydraulischen Modell der "Leit- und Speicherschicht" [34, 35, 36, 27]. Als Aquifer im engeren Sinne wirken dabei oft nur wenige Meter bis Zehnermeter mächtige Zonen, zu denen im offenen Karst auch der vados-phreatische Grenzbereich gehört.

Der mittlere effektive, d. h. wasserdurchströmte Hohlraumanteil im Karstaquifer beträgt nach Untersuchungen auf der Westalb [37: S. 185 ff.; 5: S. 61 ff.] und auf der Ostalb [38: S. 33; 29: S. 128] nur $n_e = 1,5-4 \%$, wobei dieser Wert methodenbedingt in erster Linie für den Schwankungsbereich der Karstwasseroberfläche gilt. Kleinräumig betrachtet variiert das effektive Hohlraumvolumen selbstverständlich bei weitem mehr, wie schon aus der Existenz von Höhlenquellen deutlich wird (z. B. Achquelle/Wimsener Höhle oder Blautopföhle). Unterhalb des vados-phreatischen Grenzbereichs, also im ständig gesättigten Teil des Grundwasserleiters, nimmt das Hohlraumvolumen zur Tiefe hin ab. Im Molassebecken ist mit zunehmender Entfernung von der Donau und fortschreitendem Abtauchen des Oberjuras auch eine rasche laterale Abnahme nach SE zu erwarten. Bei einem

Markierungsversuch in den Thermalwasserbohrungen Saulgau GB1 und GB3 wurde noch ein $n_e = 2,7 \%$ ermittelt, was auf die erhöhte Durchlässigkeit und Verkarstung des Aquifers im Bereich der Störungszone Pfullendorf-Saulgau zurückgeht [35].

Für die **mittlere Gebirgsdurchlässigkeit (T/H)** im Karstaquifer der Alb, und zwar in der Offenen Zone des Tiefen Karsts, gibt es Werte aus Pumpversuchen und Berechnungen zum Querschnittsanstrom zu Karstquellen. Sie schwanken bemerkenswert wenig zwischen etwa $5 \cdot 10^{-3}$ und $5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Bei kleinräumiger Betrachtung sind jedoch auf engem Raum nebeneinander karsttypisch große Unterschiede zwischen $> 10^{-1}$ und 10^{-9} m/s festzustellen [27: Kap. 4.3.1]. Dies macht für den beratenden Hydrogeologen die Aufgabe der Wassererschließung im Karst schwierig, andererseits aber auch außerordentlich spannend. Für die hoch durchlässigen Drainagebereiche, in denen sich bei Markierungsversuchen der Tracer hauptsächlich fortbewegt, ermittelte Jakowski [39: Kap. 7.2.5] Durchlässigkeitsbeiwerte zwischen $2,7 \cdot 10^{-1}$ und $2,3 \cdot 10^{-3}$ m/s (Datenbasis: 59 Markierungsversuche), wobei weitaus die meisten Werte zwischen 10^{-2} und 10^{-1} m/s liegen.

Im Molassebecken ist dagegen eine nach SE gerichtete Abnahme der Gebirgsdurchlässigkeit des höheren Oberjuras festzustellen. Dies hat die Auswertung von zahlreichen Pumpversuchen in Wasser- und Thermalwasserbohrungen sowie von Drucktests in Erdöl-/Erdgasbohrungen gezeigt [40]. Vom Bereich des Donautals mit Werten um 10^{-4} m/s nimmt T/H zur Helvetischen Fazies hin auf unter 10^{-9} m/s ab. Dies beruht auf der in gleicher Richtung abnehmenden Verkarstungsintensität, der Faziesänderung und der wachsenden Tiefenlage des Grundwasserleiters. Der Aquifer im höheren Oberjura geht also

nach SE allmählich in einen Geringleiter über, und Grundwasser strömt nur noch lokal bzw. auf einigen Klufzonen.

Die besonderen Merkmale des Karst-aquifers - und die Vorgänge bei der Durchsickerung des meist mächtigen vadosen Bereichs im Karstgrundwasserleiter, besonders des Epikarsts [27: S. 43 ff.; 28] - bewirken im Gebiet der Schwäbischen Alb auch ein spezifisches Strömungsverhalten des Grundwassers, das durch die Begriffe langfristiges (langsam) und kurzfristiges (rasches) Karstgrundwasser zu charakterisieren ist: Nach Niederschlägen fließt ein Teil des in den Aquifer gelangten Sickerwassers als kurzfristiges Karstgrundwasser in den Drainagesystemen rasch zu den Quellen ab, während der größere Teil die Speicherräume auffüllt und daraus als langfristiges Karstgrundwasser erst nach und nach wieder abgegeben wird. Diese Vorgänge spiegeln sich im Schüttungsverhalten der Karstquellen, für das meist starke, witterungsbedingte Abflussschwankungen typisch sind. Im Seichten Karst sind diese infolge wesentlich geringerer Anteile von langfristigem Karstgrundwasser deutlich "nervöser" als im Tiefen Karst, wo die langfristige Komponente 70-90 % der Quellschüttung ausmacht (Einzelheiten s. [26, 5]).

Aus dem gleichen Grund sind die **mittleren Wassertemperaturen** der Karstquellen im Seichten Karst mit meist 7,5-8,5 °C (bei deutlichen Schwankungen) niedriger als im Tiefen Karst, wo sie in der Offenen Zone bei kaum schwankenden 8,5-9,5 °C liegen und zum Albsüdrand hin sogar z. T. bis auf 10 °C ansteigen.

In den Drainagesystemen, besonders im vados-phreatischen Grenzgebiet, fließt das Karstgrundwasser meist sehr rasch, wie zahlreiche Markierungsversuche gezeigt haben: die **maximalen Abstandsge-**

schwindigkeiten erreichen bis über 600 m/h (unsicherer Einzelwert auf der Ostalb 900 m/h), der Mittelwert aller maximalen Abstandsgeschwindigkeiten bei den Versuchen auf der Alb beträgt um 110 m/h, im Einzugsgebiet des Blautopfs rd. 130 m/h [6: S. 35] sowie neue Versuche SE Hohenstadt von 1991) und im Donau-Aach-Gebiet infolge teilweise extrem starker Verkarstung und Gerinnebildung sogar 215 m/h [4: Tab. 1]. Dabei ist eine klare Korrelation zwischen der Abstandsgeschwindigkeit und der Schüttung vorhanden. In den Speicherräumen und in der Tiefe des Aquifers erfolgt die Strömung dagegen erheblich langsamer (Größenordnung einige m/d bis Zehnermeter/a). Im Molassebecken bewegt sich das Thermalwasser im Oberjura-Aquifer nur mit 1-5 m/a, wie isotopehydrologische und numerische Modelluntersuchungen ergeben haben [41, 42, 35, 33].

Die longitudinale **Dispersion** (D_L) beträgt nach Untersuchungen von Bertleff [43] im Karstaquifer der Schwäbischen Alb zwischen 0,01 und 10 m²/s, im Mittel 0,7 m²/s (Auswertung von ca. 40 Markierungsversuchen). Im Blautopfgebiet streuen die Werte ebenfalls proportional zur Fließgeschwindigkeit zwischen rd. 0,1 und 0,7 m²/s, im Mittel liegen sie knapp über 0,4 m²/s (11 Versuche [6]). Die longitudinale Dispersivität (α_L) liegt dort, deutlich korreliert mit der Entfernung, zwischen 12,4 und 38,1 m, im Mittel bei 25,6 m. Eine ähnliche Größenordnung fand MERKEL (nach [27]) im Gallusquellen-Einzugsgebiet (5-70 m, Mittelwert rd. 23 m, 10 Versuche). SCHÄDEL & STÖBER [43] geben 3,8-1180 m, im Mittel 60 m an. JAKOWSKI [39: S. 99] berechnete aus 65 Versuchen Werte zwischen 1 und - je nach Verfahren - 720 m. Allerdings dürften alle diese Werte durch den Transport der Tracer in der mächtigen vadosen Zone des Grundwasserleiters stark beeinflusst sein,

wie SAUTER [27: S. 77] zu Recht zu Bedenken gibt.

Die **Schüttungen der Quellen** im Seichten Karst sind - von einigen Ausnahmen abgesehen - relativ gering, da diese Zone meist nur ein schmales, z. T. zerlapptes Band entlang dem Albnordrand bildet. Dagegen konnten sich im Tiefen Karst, bedingt durch dessen große Fläche und das Einfallen der Oberjuratafel in Entwässerungsrichtung nach SE, zahlreiche große Karstquellen entwickeln. In Abb. 7 sind alle Quellen mit mittleren Schüttungen (MQ) von mindestens 200 l/s eingezeichnet (fast 50 nach derzeitigem Wissensstand). Schüttungsdaten zu den meisten dieser Quellen wurden bereits früher publiziert [5: Tab. 2]. Soweit heute bekannt, weisen 19 Quellen MQ-Werte > 0,5 m³/s auf, davon die in Abb. 7 angegebenen fünf Quellen mit MQ > 0,9 m³/s.

5. Grundwasserneubildung

Bei vielen hydrogeologischen Fragestellungen ist die Kenntnis der Grundwasserneubildungsrate G wichtig, z. B. bei der Erschließung von Grundwasser für die Wasserversorgung. Durchschnittlich sollte nur soviel Grundwasser aus dem Aquifer gefördert werden wie im Mittel neugebildet wird, wobei der natürliche Grundwasserabfluß zu berücksichtigen ist, damit die Wasserbilanz insgesamt ausgeglichen bleibt.

Auf der **Schwäbischen Alb** stößt die Bestimmung von G aus Wasserbilanzen auf Schwierigkeiten, weil man dazu definierte Einzugsgebiete benötigt. Nachdem aber in den letzten Jahrzehnten - meistens durch das Geologische Landesamt - zahlreiche Markierungsversuche (vor allem zur Klärung des Verbleibs von versickertem Siedlungsabwasser, in neuerer Zeit auch zur Abgrenzung von Wasserschutzgebieten)

durchgeführt worden sind, konnten für insgesamt 13 damit einigermaßen sicher abgegrenzte Einzugsgebiete solche Berechnungen angestellt werden. Danach ergibt sich im Oberjurakarst erwartungsgemäß eine hoch signifikante Abhängigkeit zwischen der mittleren Abflußspende Mq bei reinen Quelleinzugsgebieten, die dort mit G identisch ist, und dem mittleren Jahresniederschlag N (Abb. 8). Mq bzw. G variiert zwischen etwa 11 und 15 l/s·km². Der entsprechende Abfluß A beträgt 45-48 % von N (Tab. 1). In Flußeinzugsgebieten ist Mq etwas niedriger, weil hier naturgemäß die Verdunstung größere Anteile von N verbraucht und nicht zur Einsickerung in den Untergrund kommen läßt.

Die Abhängigkeit von Mq bzw. A vom mittleren Niederschlag (N) im jeweiligen Einzugsgebiet ist signifikant. Die zugrunde liegenden Einzeldaten sind in Tab. 1 zusammengestellt.

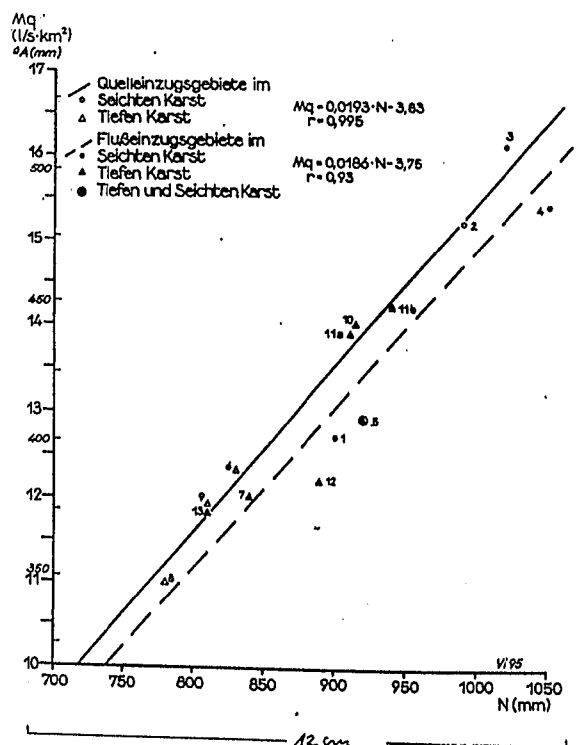


Abb. 8: Mittlere Abflußspende (Mq) bzw. mittlerer Abfluß (A) im Weißjurakarst der Schwäbischen Alb aufgrund von Wasserbilanzen für 13 Einzugsgebiete.

Die Neubildung des thermalen Grundwassers im höheren Oberjura des **Molassebeckens** beruht demgegenüber hauptsächlich auf lateralem Zustrom von kühlem Karstgrundwasser (Ca-HCO₃-Typ) innerhalb des Aquifers von der Schwäbischen Alb her. In dem auf die Donau ausgerichteten Fließsystem unter Oberschwaben geschieht dies im Bereich der Meßkircher Grundwasserkuppe, zwischen Sigmaringen und Riedlingen sowie bei Ehingen (Abb. 7). Insgesamt dürften von dort einige hundert l/s zuströmen. Untergeordnet erfolgt Neubildung auch durch vertikale Zusickerung aus der überlagernden Molasse (Größenordnung $\ll 0,1$ l/s·km²), weil deren hydraulisches Potential i. a. deutlich größer ist als das des Oberjuras. Dies belegen auch isopenhydrologische und hydrochemische Befunde. Aufgrund dieser Verhältnisse ist das Oberjura-Thermalwasser in der stärker durchströmten Nordhälfte des Molassebeckens dem Ca-Mg-HCO₃-Typ zuzuordnen (Saulgau, Bad Buchau), und es ist unter frühholozänen Klimabedingungen neugebildet worden [42, 49, 35, 50]. Im S, wo nur geringer Wasserumsatz stattfindet, gehört das Thermalwasser zum Na-Ca-HCO₃-Typ (Jordanbad) oder zum Na-(Ca-)HCO₃-Cl-Typ (Aulendorf, Bad Waldsee) und hat geringere ¹⁸O-Gehalte, die auf eine Neubildung im Pleistozän vor > 10 000 Jahren deuten. Nahe dem Helvetischen Faziesbereich treten Na-Cl-Wässer auf (Fronhofen), die aus zugesickerten salinaren Molassewässern und Resten von Formationswasser bestehen. Die klassische Mineralwassergrenze von 1 g/kg gelöste Feststoffe verläuft im Oberjura-Aquifer bei Bad Waldsee [35: Abb. 18; 40: Kap. 5.3].

In dem auf Hochrhein und Aare ausgerichteten Fließsystem unter dem Hegau und der angrenzenden Nordschweiz erfolgt Karstgrundwasserzustrom randlich ebenfalls von der Meßkircher Kuppe her, vor allem aber aus dem Einzugsgebiet der Aachquelle, d. h. auch von den Donau-

versickerungen. Nach den Berechnungen in [5: Kap. 4.2.1] strömt aus diesem Gebiet ungefähr 1 m³/s unterirdisch an der Aachquelle vorbei bzw. unter ihr hindurch in die quartären Rinnenschotter im Hegau und in das Thermalwassersystem des Oberjuras. Dort ändert sich der Chemismus, ebenfalls unter Beteiligung von Zusickerung aus der Molasse [50], und es entstehen Wässer vom Typ Na-SO₄-HCO₃ (Singen), Na-HCO₃ (Lottstetten, in Abb. 7 SW Schaffhausen) und Na-Cl (Weiach/Hochrhein, Schweiz).

Tab. 1: Daten zur Grundwasserneubildung aus Wasserbilanzen im Weißjurakarst der Schwäbischen Alb. Grundlage: Angaben in [5: Tab. 9; 44: S. 110, 120; 45: S. 50; 46: S. 119; 47: S. 176; 48: S. 49], z. T. verändert aufgrund neuer Erkenntnisse, vor allem hinsichtlich der unterirdischen Einzugsgebiete.

Einzugsgebiet		Fu km ²	Zeit- raum	N mm l/s·km ²	A l/s % von N	Mq l/s·km ² mm	V mm % von N	Karst- zone
1	Echaz (ehem. Flußpegel Unterhausen)	110	1921-30	ca. 900 28,6	1400 44,5	12,7 400	500 55,5	SK
2	Karstquellen im oberen Echaztal ¹	100	1967	990 31,4	1520 48,5	15,2 480	510 51,5	SK
3	Lauter (Flußpegel Unterlenningen)	ca. 85	1956-72	1020 32,3	1370 50	16,1 510	510 50	SK
4	Fils (Flußpegel Wiesensteig)	ca. 35	1956-72	1050 33,3	540 46	15,4 485	565 54	SK
5	Erms (Flußpegel Bleiche bei Bad Urach)	ca. 175	1956-69	920 29,2	2250 ² 44	12,9 405	515 56	TK (z.T. SK)
6	Gallusquelle u. weitere 6 Karstquellen im Fehla-/Laucherttal ³	110	1967-69	830 26,3	1350 47	12,3 390	440 53	TK
7	Lauchert (Flußpegel Hitzkofen)	ca. 350	1933-60	840 ⁴ 26,6	4200 ⁵ 45	12,0 380	460 55	TK
8	Biberquelle und Langwattequelle bei Langenenslingen	ca. 50	1931-60	780 24,7	500-600 ⁶ 45	ca. 11 350	430 55	TK
9	Kesselquelle, Achquelle und weitere Karstquellen (Zwiefalten) ⁷	160	1962-85	810 ⁴ 25,7	1900 ⁸ 46	11,9 375	435 54	TK
10	Schmiech (ehem. Fluß-pegel bei Sondernach)	50	1931-60	915 29,0	700 ⁹ 48	14 ⁹ 440	475 52	TK
11	Blautopf (Blaubeuren)	160	1931-60 1956-72	910 28,9 940 29,8	2220 48 2270 48	13,9 440 14,2 450	470 52 490 52	TK
12	Blau (ehem. Flußpegel Herrlingen)	ca. 370	1956-72	890 28,2	4500 43	12,2 385	505 57	TK
13	Egau bis einschl. Buchbrunnen	ca. 190	1960-83	810 ⁴ 25,7	2250 ¹⁰ 46	11,8 370	440 54	TK

Fu-Unterirdisches Einzugsgebiet; *N*-Mittlerer Niederschlag im Einzugsgebiet; *A*-Mittlerer Abfluß aus dem Einzugsgebiet (bei den Quelleinzugsgebieten *Nrn.* 2, 6, 8, 9 und 11 ausschließlich, bei den Flußeinzugsgebieten größtenteils Grundwasserabfluß); *Mq*-Mittlere Abflußspende aus *A/Fu* (bei *Nrn.* 2, 6, 8, 9 u. 11 = Grundwasserneubildungsrate); *V*-aktuelle Verdunstung, errechnet mit $V = N - A$; Karstzonen: *SK* Seichter Karst, *TK* Tiefer Karst (Offene Zone)

- 1 - Echazqu., Föhnerqu., Neubr., Sitterequ., Jockelesbr., Zellerbachqu., Reißenbachqu. u. Anteil Wiesazu.;
- 2 - einschl. Grundwasserabstrom (geschätzt 50 l/s) in der Talfüllung;
- 3 - Fehlaqu., Meßnerbr., Weiherbr., Schloßbr., Büttнауqu., Ahlenbergqu.;
- 4 - Zeitraum 1931-60 (1951-80);
- 5 - Wert für *A* gegenüber [4: S. 119] erhöht wegen Trinkwasserableitung aus *Fu*;
- 6 - einschl. unterird. Abstrom ins Molassebecken;
- 7 - Hasenbachqu., Tobelqu., Turbinenhausqu., Quellen in der Ach unterhalb von Wimsen;
- 8 - davon Zwief. Achquelle $MQ = 570$ l/s (1962-85), Kesselquelle $MQ = ca. 800$ l/s (1983-85, entspricht nach Vergleich mit Zwief. Achqu. und Gallusqu. dem langjährigen Mittel);
- 9 - entsprechend Zeitraum 1960-67; 10-nach [38: S. 32].

6. Grundwassernutzung und -qualität

6.1 Gebiet der Schwäbischen Alb

Aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb mit seinem Grundwasserinhalt von ungefähr 6-8 Mrd. m^3 nördlich der Donau werden jährlich annähernd 150 Mio. m^3 , d. h. durchschnittlich fast 5 m^3/s Trinkwasser gefördert. Diese Menge deckt etwa 20 % des öffentlichen Gesamtverbrauchs von Baden-Württemberg (1993: 720 Mio. m^3 für 10,2 Mio. Einwohner). Dabei sind noch nicht alle Möglichkeiten zur Wassererschließung ausgeschöpft. Die Größenordnung möglicher zusätzlicher Entnahmen kann man auf annähernd 100 Mio. m^3/a , d. h. im Mittel etwa 3 m^3/s schätzen. Seitdem das große Netz der heute rd. 30 Albwasserversorgungsgruppen erbaut worden ist (hauptsächlich im Zeitraum 1870-1939), sind nicht nur die Orte auf der Alb mit reichlich Trinkwasser versorgt, sondern es wird Grundwasser aus dem Tiefen Karst durch die Fernleitungen der Landeswasserversorgung (LW) und der mit ihr 1994 fusionierten Blau-Lauter-Gruppe auch in die wasserarmen Gebiete im Albvorland und in Nordwürttemberg geliefert (Abb. 1).

Die LW allein hat in den Jahren 1984-1993 durchschnittlich 66 Mio. m^3/a direktes und indirektes Karstgrundwasser aus der Ostalb mit den drei großen Fassungsanlagen Buchbrunnen/Egauwasserwerk, Burgberg und Donauried gefördert [51]. Zum Vergleich: Die Bodensee-Wasserversorgung hat im gleichen Zeitraum im Mittel rd. 130 Mio m^3/a Seewasser entnommen. Der Quelltopf des Buchbrunnens mit seiner sehr gleichmäßigen Schüttung nimmt eine Sonderstellung ein, denn aus ihm werden bis 800 l/s für die Wasserversorgung entnommen - eine punktuelle Entnahmemenge, die zumindest in Süddeutschland ihresgleichen sucht (1984-93: 21,5 Mio. m^3/a [51: S. 15]). Die Hauptzahlen der Buchbrunnenschüttung für die Meßreihe 1959-94 lauten: MQ 930 l/s, NQ

623 l/s (4.3.1963), HQ 1470 l/s (28.3.1988), alle Daten nach Angaben der Landeswasserversorgung. Eine ähnliche Ausnahmestellung haben die riesigen Wasserschutzgebiete für diese Fassungen: während das Schutzgebiet für den Buchbrunnen "nur" 280 km^2 aufweist, ist das für die Brunnen im Donauried und bei Burgberg mit 518 km^2 das größte Schutzgebiet in Deutschland.

Noch heute erfolgt die Wassergewinnung auf der Alb überwiegend mit Quelfassungen, wobei hier in Abhängigkeit von der Witterung oft Probleme mit der Qualität des Quellwassers auftreten. Dies beruht darauf, daß besonders das kurzfristige Karstgrundwasser für mikrobiologische Verunreinigungen (vor allem Bakterien und Viren) anfällig ist, denn die Karstgesteine besitzen nahezu kein Reinigungsvermögen. Das Monate oder Jahre im Gebirge verweilende langfristige Karstgrundwasser der tieferen Aquiferbereiche ist dagegen in der Regel mikrobiologisch einwandfrei. Daher hat man es in neuerer Zeit bevorzugt mit z. T. tiefen Bohrbrunnen erschlossen, hauptsächlich auf der Ostalb und entlang dem Albsüdrand, wo die Aquifermächtigkeiten groß sind (Abb. 7).

Vor allem entlang dem Albsüdrand, in geringerem Maß auch in einigen Flußtäälern der Alb (z. B. Brenztal, oberes Ermtal) gibt es recht ergiebige Vorkommen von **indirektem Karstgrundwasser**, d. h. von Grundwasser in quartären, gut durchlässigen Schottern, die mit dem Karstaquifer in hydraulischem Kontakt stehen und von dort alimentiert werden. Klassisches Beispiel ist das Donauried bei Langenau, wo die LW seit 1917 große Mengen von indirektem Karstgrundwasser aus nur 2-11 m mächtigen Donauschottern entnimmt (1984-93 rd. 33,5 Mio. m^3/a [51: S. 15; 52,

29)]. Im Talzug Ehingen-Schelklingen-Blaubeuren-Ulm wurde ebenfalls schon vor Jahrzehnten indirektes Karstgrundwasser in der bis > 50 m mächtigen Talfüllung des rißzeitlichen Donautals (vgl. Abb. 3) bei tiefen Karstbohrungen miterschlossen [53]. Aufbau und Genese dieser Talfüllung sowie die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich des Schmiecher Sees bei

Schelklingen wurden zuletzt von [54, 55] ausführlich beschrieben. Der Schmiecher See (Lage s. Abb. 3) galt früher als periodischer Karstsee, ähnlich dem Eichener See im Muschelkalkkarst des Dinkelbergs (Lkr. Lörrach). Dies konnte jedoch durch die zur Karstwassermessstelle ausgebaute Forschungsbohrung Schmiecher See 1 1984 endgültig widerlegt werden.

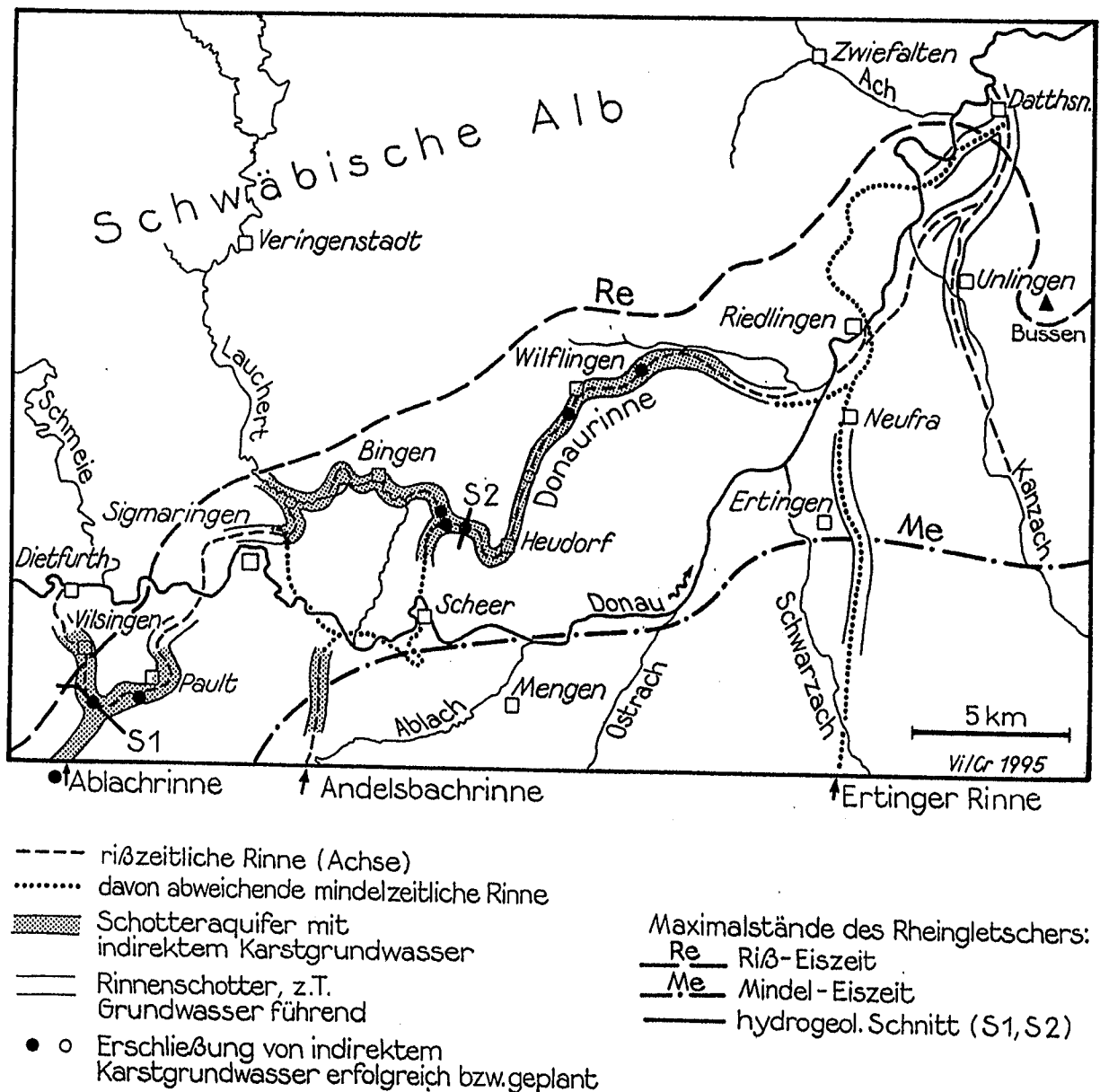


Abb. 9: Vorkommen indirekten Karstgrundwassers in den riß- und mindelzeitlichen Talrinnen der Donau und ihrer Zuflüsse im Raum Sigmaringen-Riedlingen.

Eine Reihe von Bohrungen nach indirektem Karstgrundwasser ist in den letzten Jahren auch im Raum Meßkirch-Sigmaringen-Riedlingen erfolgreich niedergebracht worden (Ergiebigkeiten zus. mehrere 100 l/s). Die Donau hatte hier bis zur mittleren Riß-Eiszeit ein tief in den Oberjurakarst eingeschnittenes Tal teils südlich, meist aber nördlich ihres heutigen Laufs (Abb. 9). Beim Vorstoßen des rißzeitlichen Rheingletschers ist dieser Talzug mit bis 30 m mächtigen, hochglazialen Rinnenschottern und dann mit bis 50 m mächtigen, gering durchlässigen Beckensedimenten aufgefüllt worden, ehe er

abschließend von einer Moränendecke verschüttet wurde (Abb. 10; [56]). Die Schotter sind größtenteils wassererfüllt und besitzen hohe Durchlässigkeiten ($k_f = 2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$). Dank des Reinigungsvermögens dieses Porenaquifers und seiner mächtigen Überdeckung ist das daraus gewonnene Trinkwasser mikrobiologisch von höherer Qualität als das des Karstgrundwassers. Ähnliches gilt für die bis > 50 m mächtigen Rinnenschotter aus der Riß- und Würm-Eiszeit im Hegau (Raum Singen-Schaffhausen [57]), die großenteils von schützenden Beckensedimenten und Moränen überdeckt sind.

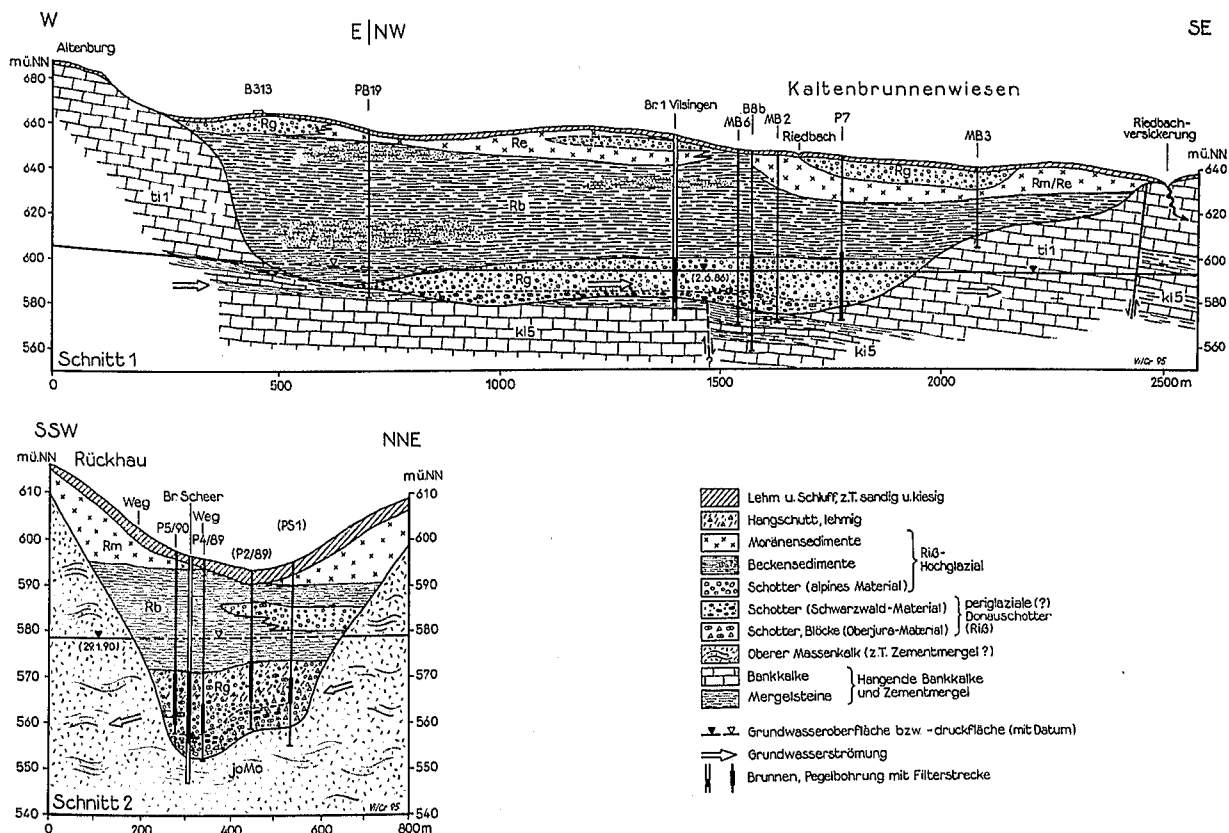


Abb. 10: Hydrogeologische Schnitte durch die rißzeitliche Donaurinne im Raum Sigmaringen (Lage s. Abb. 9).

- a - S Vilsingen, im Mündungsbereich der von Meßkirch kommenden Ablachrinne (Wasserschließung für den Zweckverband "Heuberggruppe rechts der Donau" 1985)
- b - W Heudorf (Wasserschließung für die Stadt Scheer 1991)

Die **hydrochemische Beschaffenheit** des indirekten Karstgrundwassers zeichnet allerdings überall die gleichen Entwicklungen nach, die in den letzten Jahrzehnten auch im Karstaquifer selbst zu einem allmählichen Anstieg der Gehalte an unerwünschten Inhaltsstoffen geführt haben (Nitrat, Sulfat, Chlorid, Halogenkohlenwasserstoffe/HKW, Pestizide u. a.). Sie stammen hauptsächlich aus der Landwirtschaft, Abwasserversickerungen, Industrie und Gewerbe, von der Straßensalzung, aus Abfalldeponien und anderen Altlasten. Dieser Anstieg ist dank der hohen Grundwasserneubildung im Karst bisher meist erträglich geblieben (z. B. Nitratgehalte i. a. 20-40 mg/l), so daß die hydrochemische Beschaffenheit des geförderten Karstgrundwassers insgesamt noch gut ist. Von einigen Bereichen mit HKW-Schadensfällen abgesehen, sind die Grenzwerte für Trinkwasser bei weitem nicht erreicht, ausgenommen z. T. die für Pestizide. Es gibt sogar noch einige wenige, kleinere Karsteinzugsgebiete auf der Mittleren Alb, wo die Grundwasserbeschaffenheit dank überwiegender Waldbedeckung und fehlender Siedlungen noch etwa dem natürlichen Zustand entspricht (z. B. Nitratgehalt 5-10 mg/l, Chlorid < 5 mg/l).

Dennoch ist die Entwicklung, insgesamt gesehen, nicht befriedigend: Nach der bundesweiten Absenkung des Nitratgrenzwerts im Trinkwasser von 90 auf 50 mg/l (1986) haben die zum Schutz des Grundwassers in Baden-Württemberg 1988 in Kraft gesetzten Beschränkungen bei der landwirtschaftlichen Nutzung in Wasserschutzgebieten (vor allem in Bezug auf den Einsatz von Düngemitteln und Pestiziden, vgl. [58]), beim Nitratgehalt noch keine nachhaltige und eindeutige Verringerung bewirkt - im Gegensatz zu inzwischen z. T. sinkenden Pestizidgehalten. Dies zeigen z. B. die fortlaufenden Untersuchungen an den von der Landeswasserversorgung geförderten Karstgrundwässern auf der

Ostalb [59], deren Nitratgehalte von < 10 mg/l im Jahre 1930 bis heute allmählich etwa auf 35 mg/l angestiegen sind. Die Gehalte an Atrazin bzw. Desethylatrazin sind dagegen zwischen 1987 und 1993 von 0,25 µg/l bzw. 0,5 µg/l auf 0,15 µg/l bzw. 0,25 µg/l gesunken [51: S. 24].

6.2 Oberjura-Aquifer des Molassebeckens

Der Thermalwasserabstrom im Oberjura aus dem oberschwäbischen Raum nach E beträgt insgesamt wohl nur 200-300 l/s, auch wenn nach den bisherigen Untersuchungen der Umsatz im danubisch ausgerichteten Gesamtgebiet des süddeutschen Molassebeckens bei etwa 1,5 m³/s liegen dürfte [33: S. 106]. Dies wirft Probleme auf bei der Nutzung des Thermalwassers für die Gewinnung von Erdwärme, Trinkwasser oder für Badezwecke, denn es besteht die Möglichkeit einer langfristigen Überbeanspruchung des Aquifers bzw. eines Abbaus der "Wasserlagerstätte" schon durch die derzeitigen Entnahmen aus 8 der insgesamt 10 abgeteufte Tiefbohrungen für Thermal- und Trinkwasser in Oberschwaben (Lage der Brunnen s. Abb. 7; vgl. auch [35, 20]).

Eventuelle weitere Erschließungsprojekte, vor allem zur Wärme Gewinnung, müssen daher sorgfältig und restriktiv behandelt werden, auch wenn die Temperaturen des Thermalwassers im Weißjura solche Vorhaben auf den ersten Blick verständlich erscheinen lassen: Die Wassertemperatur steigt von etwa 20 °C südlich des Donautals bis auf nahe 80 °C entlang der Nordgrenze der Helvetischen Fazies (Bad Waldsee GB2: 74 °C). Dennoch ist das geothermische Potential des Oberjuras im oberschwäbischen, danubischen Teil des Molassebeckens relativ bescheiden. Die Gesamtleistung der Reserven, d. h. des mit Produktionskosten von < 0,15 DM/kWh

gewinnbaren Anteils der Ressourcen, beträgt in diesem Gebiet ungefähr 2000 MW [60]. Diese Energie wäre nur mit unzähligen Tiefbohrungen (1-km-Raster von Förder- und Injektionsbohrungen) zur Wärme Gewinnung zu nutzen.

Angesichts dieser Einschränkungen ist - über den Wert des Thermalwassers für Heil- und Badezwecke hinaus - einem zweiten Gesichtspunkt Gewicht beizumessen: der Bedeutung des Oberjura-Aquifers im Molassebecken als Trinkwasserressource. Durch seine mächtige Überdeckung aus Zementmergeln, Hangenden Bankkalken und vor allem Molasse ist das Thermalwasser vor anthropogenen Beeinträchtigungen von Natur aus geschützt (wenigstens solange es keine Injektionsbohrungen gibt). Zumindest im Nordteil des Molassebeckens, wo das Grundwasser relativ niedrig temperiert und gering mineralisiert ist, kann es nach Entwärmung und Entfernung einiger störender Stoffe (z. B. H_2S und Fe) als Trinkwasser verwendet werden. Dies geschieht bereits mit den vor wenigen Jahren abgeteufte Karstbrunnen Alberweiler und Herlighof im Gebiet zwischen Biberach und Riedlingen.

7. Grundwasserschutz und Wasserschutzgebiete im Karst

Während das Thema qualitativer Grundwasserschutz im Oberjura des Molassebeckens bei der derzeitigen Nutzungsweise des Thermalwassers kaum Probleme aufwirft, ist es im Bereich des offenen Karsts der Schwäbischen Alb von beträchtlicher Brisanz: Mangels gering durchlässiger, schützender Überdeckung ist das Karstgrundwasser für anthropogene Beeinträchtigungen von der Oberfläche her besonders anfällig. Dies erfordert besondere Maßnahmen zu seinem Schutz, vor allem ein hohes Maß an Auflagen und Verboten bei der Landnutzung und Bebauung in den Einzugsgebieten (s. Kap.

6.1). Allerdings bringt dies wegen der Größe der Einzugsgebiete (oft viele Zehner km^2) auch wegen häufig mitbetroffener Siedlungen meist große Schwierigkeiten mit sich.

Voraussetzung für Schutzmaßnahmen ist die Festsetzung von Wasserschutzgebieten (WSG), die das gesamte unter- und oberirdische Einzugsgebiet einer Fassung einbeziehen. Da in Baden-Württemberg viele der weit über 3000 Gewinnungsanlagen der öffentlichen Wasserversorgung kein oder nur ein veraltetes, meist viel zu kleines Wasserschutzgebiet hatten (z. T. heute noch haben), wurde 1989 vom Umweltministerium das sog. WSG-Programm gestartet. In dessen mittlerweile bis Ende 1997 verlängerter Laufzeit sollen durch das Geologische Landesamt landesweit über 2000 Wasserschutzgebiete neu abgegrenzt oder überarbeitet werden. Sie werden im Endzustand mindestens 30 % der Landesfläche, die Schwäbische Alb aber fast vollständig überdecken.

Zur Bemessung der Wasserschutzgebiete sind im Vorfeld dieses Programms hydrogeologische Kriterien erarbeitet worden, die insbesondere auch für Schutzgebiete im Karst Neuland betreten haben [61, 62, 63] und inzwischen weitgehend in die Neufassung der bundesweit angewendeten DVGW-Richtlinien [64] Eingang gefunden haben.

Hauptproblem ist im Karst ganz allgemein die Engere Schutzzone (Zone II), die schon nach den DVGW-Richtlinien von 1975 grundsätzlich nach der sog. 50-Tage-Linie zu bemessen ist, also nach der Linie, von der aus das Grundwasser 50 Tage Fließzeit bis zur Fassung benötigt und dann in der Regel als hygienisch einwandfrei betrachtet werden kann. In Porengrundwasserleitern verläuft diese Linie i. a. höchstens einige hundert Meter von der Fassung entfernt, weil das Grundwasser meist mit Geschwindigkeiten < 10 m/d strömt. Im Karst mit

seinen hohen Abstandsgeschwindigkeiten (Kap. 4) müßte die Zone II dagegen gewöhnlich das gesamte, oft sehr ausgedehnte Einzugsgebiet oder seinen größten Teil umfassen. Da dies in der Praxis nicht durchführbar ist, wurden in Baden-Württemberg seit etwa 1980 pragmatische Ersatzkriterien eingeführt: Als Mindestlösung werden wenigstens alle diejenigen Teilflächen des Einzugsgebiets als Zonen II ausgewiesen, von denen aus hydrogeologischer Sicht erhöhte Gefährdungen des genutzten Karstgrundwassers bzw. der Fassung ausgehen **können** (Abb. 11). Dazu zählen in den baden-württembergischen Karstlandschaften des Oberen Muschelkalks und des Oberjuras (Abb. 1) vor allem:

- die unmittelbare Umgebung des Fassungsbereichs (Zone I), vor allem dorthin abfallende Hänge oder Trockentäler. Die Ausdehnung in oberstromiger Richtung soll ab der Fassung mind. etwa 300 m, bei Fassungen mit größeren Schüttungen oder Entnahmen mind. 1000 m betragen;
- Bereiche offenkundig starker Verkarstung im Untergrund, wie Dolinenfelder, große Erdfälle usw. einschl. ihrer Umgebung, besonders wenn sie als zeitweilig aktive Schluckstellen größere Flächen entwässern;
- die Umgebung von Bachversickerungen, ggf. deren ganzes Einzugsgebiet;
- Trockentäler, soweit sie streckenweise oder zeitweilig Oberflächenabfluß und Versickerungen aufweisen;
- Flächen mit freigelegtem Grundwasser, und
- oberflächennahe Zerrüttungs- und Störungszonen.

In all diesen Bereichen können Verunreinigungen meist besonders rasch in den Untergrund und ins Karstgrundwasser gelangen. Von dort auf dem Weg zur Fassung werden sie im Karst kaum mehr

durch Filtration oder Abbau eliminiert, weil die Fließzeit viel zu kurz ist.

Der Fassungsbereich (Zone I) soll im Karst sicherheitshalber vergrößert werden und ab der Fassung möglichst allseitig mindestens 30 m weit reichen, insbesondere jedoch in oberstromiger Richtung.

Das übrige Einzugsgebiet wird insgesamt der Weiteren Schutzzone (Zone III) zugewiesen. Trockentaloberläufe mit zeitweiliger Wasserführung, z. B. bei Schneeschmelze oder Wolkenbrüchen, oder andere Flächen mit gelegentlichem oberirdischem Abfluß von außerhalb in das unterirdische Einzugsgebiet hinein sollten in der Regel in die Zone III einbezogen werden (Abb. 11). Ist in Teilen des Einzugsgebiets eine mächtige, vertikal gering durchlässige und damit schützende Überdeckung der Karstgesteine verbreitet, können diese Flächen als Zone IIIB mit geringeren Nutzungsbeschränkungen eingestuft werden. Das übrige Gebiet der Zone III wird dann als Zone IIIA ausgewiesen. Innerhalb von ihr können - als karstspezifische Besonderheit - zusätzlich Teilbereiche mit verschärften Schutzbestimmungen (z. B. Düngebeschränkungen) festgelegt werden.

Die Ausweisung solcher differenzierter Wasserschutzgebiete mit ihrem Mosaik aus unterschiedlichen Schutzzonen erfordert zwar einen beträchtlichen Aufwand bei der hydrogeologischen Festlegung der Schutzzonen [65, 66], bei der Überwindung von Akzeptanzproblemen bei der betroffenen Bevölkerung und bei den Gemeinden wegen der vielfältigen Auflagen und Einschränkungen der landwirtschaftlichen und baulichen Nutzung, wie auch bei der späteren Überwachung dieser Schutzzonen und Auflagen. Dennoch ist dieser Weg notwendig, um

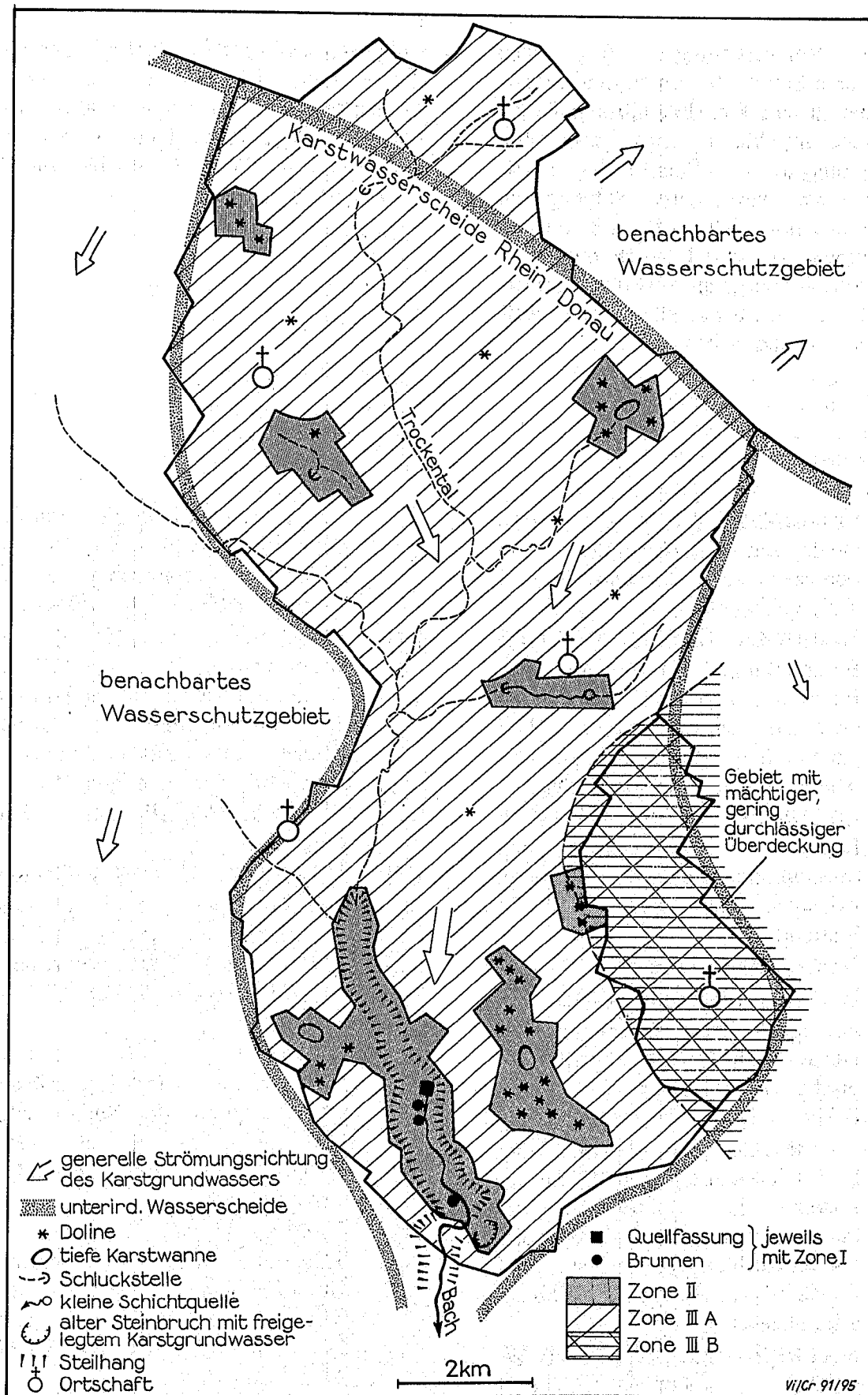


Abb. 11: Schema der Abgrenzung eines Wasserschutzgebiets im Weißjurakarst der Schwäbischen Alb.

bessere Voraussetzungen für einen effektiveren Schutz des Karstgrundwassers als früher zu schaffen. Über eines muß man sich aber im klaren sein: Trotz aller Anstrengungen zum Schutz des Karstgrundwassers wird seine Nutzung im allgemeinen mit erhöhten Risiken verbunden bleiben. Sie sind letztlich nur durch zusätzliche Vorsorge an den Fassungsanlagen, d. h. gegebenenfalls durch Aufbereitung zu beherrschen.

Folgenden Kollegen im Geologischen Landesamt danke ich: Dr. H. Plum für die Durchsicht des Manuskripts, J. Crocoll für die sorgfältige Reinzeichnung der Abbildungen und Frau A. Wiehle für die Schreibarbeiten.

8. Literatur

- [1] QUENSTEDT, F. A. von (1864): Geologische Ausflüge in Schwaben. -377 S., zahlr. Abb., 5 Taf.; Tübingen.
- [2] REBSTOCK, J. M. (1699): Kurtze Beschreibung / des vorzeiten zwar Edlen und herrlichen / nunmehr aber in seinem besten Theil jaemmerlich zerstoerten Landes Wuerttemberg. - 374 S.; Stuttgart.
- [3] QUENSTEDT, F. A. von (1872): Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg. Atlasblatt Blaubeuren. - 29 S.; Stuttgart.
- [4] VOGELANG, D. & VILLINGER, E. (1987): Elektromagnetische und hydrogeologische Erkundung des Donau-Aach-Karstsystems (Schwäbische Alb. - Geol. Jb., C 49: 3-33, 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- [5] VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). - Geol. Jb., C 18: 93 S., 9 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- [6] VILLINGER, E. & UFRECHT, W. (1989): Ergebnisse neuer Markierungsversuche im Einzugsgebiet des Blautopfs (mittlere Schwäbische Alb). - Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher, 35 (1/2): 25-38, 11 Abb., 2 Tab.; München.
- [7] SCHNEIDER, G. (1980): Das Beben vom 3. September 1978 auf der Schwäbischen Alb als Ausdruck der seismotektonischen Beweglichkeit Südwestdeutschlands. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 62:143-166, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- [8] VILLINGER, E. (1994): Geologie und Hydrogeologie des Raumes Rottenburg am Neckar (Baden-Württemberg). - Wasserwirtschaft, 84 (7/8):402-408, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- [9] SCHNEIDER, G. (1993):: Beziehungen zwischen Erdbeben und Strukturen der Süddeutschen Großscholle. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 189: 275-288, 6 Abb.; Stuttgart.
- [10] CLOOS, H. (1941): Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. - Geol. Rdsch., 32 (6-8): 703-800, 42 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- [11] MÄUSSNEST, O. (1978): Karte der vulkanischen Vorkommen der

- Mittleren Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes (Schwäbischer Vulkan) 1:100 000. - (Landesvermessungsamt Baden-Württ.)
- [12] SACHS, P. M. (1988): Untersuchungen zum Stoffbestand der tieferen Lithosphäre an Xenolithen südwestdeutscher Vulkane. - Diss. Univ. Stuttgart: 249 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Stuttgart (Inst. f. Geophysik).
- [13] CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus, Genese. - 643 S., 14 Abb., zahlr. Tab., 15 Kt.; Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).
- [14] HÄNEL, R. (1982) [Hrsg.]: The Urach Geothermal Project (Swabian Alb, Germany). - 419 S., 224 Abb., 67 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [15] VILLINGER, E. (1982): Hydrogeologische Aspekte zur geothermischen Anomalie im Gebiet Urach-Boll am Nordrand der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland). - Geol. Jb., C 32: 3-41, 9 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- [16] REIFF., W. (1988): Zur Gleichaltrigkeit der Einschlagkrater (Meteorkrater Steinheimer Becken und Nördlinger Ries. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 70: 383-397, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart. -
- [17] VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 28: 295-362, 10 Abb., 3 Beil., 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- [18] - (1987): Die Blautopfhöhle bei Blaubeuren als Beispiel für die Entwicklung des Karstsystems im schwäbischen Malm. - Geol. Jb., C 49: 71-103, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- [19] - (1989): Zur Fluß- und Landschaftsgeschichte im Gebiet von Aare-Donau und Alpenrhein. - Jb. Ges. Naturkde. Württ., 144: 5 - 27, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- [20] - (1992): Hydrogeologie und geothermische Nutzung des Malmaquifers im westlichen süddeutschen Molassebecken. - Geotherm. Fachtagung 1992, Erding-München, Tagungsbd.: 512-522, 4 Abb.; Bonn (Forum f. Zukunftsenergien).
- [21] SYMBOLSCHLÜSSEL GEOLOGIE (Teil 1) und Bodenkunde Baden-Württemberg (1995). - Informat. geol. Landesamt Baden-Württ., 5: 67 S., 1 Tab.; Freiburg i. Br.
- [22] HAHN, W. & SCHREINER, A. (1971): Neue Zeichen und Benennungen der Jura-Schichten auf den geologischen Karten Baden-Württembergs. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 53: 275-279; Stuttgart.
- [23] GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4., Neubearb. Aufl. - 482 S., 255 Abb., 26 Tab.; Stuttgart.
- [24] WEIDENBACH, F. (1954): Über einige Wasserbohrungen im Jura. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 36: 54-73, 2 Abb.; Stuttgart.
- [25] - (1960): Trinkwasserversorgung aus Karstwasser der östlichen Schwäbischen Alb. - Jh. Karst- u. Höhlenkde., 1: 169-191, 8 Abb.; Stuttgart.
- [26] VILLINGER, E. (1972): Seichter Karst und Tiefer Karst in der Schwäbischen Alb. - Geol. Jb., C 2: 153-188, 9 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- [27] SAUTER, M. (1992): Quantification and forecasting of regional

- groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW. Germany). - *Tübinger Geowiss. Arb.*, C 13: 150 S., zahlr. Abb. u. Tab., Anh.; Tübingen.
- [28] - (1995): Die Rolle des Epikarsts für den Stofftransport durch Karstgrundwasserleiter - Quantifizierung des Eintrags und numerische Modellierung. - *Z. dt. geol. Ges.*, 146: 263-273, 10 Abb.; Hannover.
- [29] SCHLOZ, W. (1993): Zur Karsthydrogeologie der Ostalb. - *Karst u. Höhle*, 1993: 119-134, 9 Abb.; München.
- [30] VILLINGER, E. (1988): Bemerkungen zur Verkarstung des Malm unter dem westlichen süddeutschen Molassebecken. - *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 54: 41-59, 6 Abb., 2 Tab.; Losone.
- [31] MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). - *Geol. Jb.*, A 115: 3-77, 45 Abb., 10 Taf.; Hannover.
- [32] SCHMASSMANN, H. (1990), mit Beitr. von Kullin, M. u. Wexsteen, P.: Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Tertiär- und Malm-Aquifere. - *Techn. Ber. NTB 88-07*: 244 S., 56 Abb., zahlr. Tab. u. Abb. im Anhang; Baden/Schweiz.
- [33] FRISCH, H., SCHULZ, R. & WERNER, J. (1992): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - In: Schulz, R. et al. [Hrsg.]: *Geothermische Energie. Forschung und Anwendung in Deutschland*: 99-118, 4 Abb.; Karlsruhe (C. F. Müller).
- [34] STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. - *Geol. Jb.*, C 42: 204 S., 57 Abb., 8 Tab., 38 Abb. u. 14 Tab. im Anh.; Hannover.
- [35] BERTLEFF, B., JOACHIM, H., KOZIOROWSKI, G., LEIBER, J., OHMERT, W., PRESTEL, R., STOBER, I., STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1988): Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. - *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, 30: 27-116, 30 Abb., 6 Tab., 1 Taf., 2 Beil.; Freiburg i. Br.
- [36] TEUTSCH, G. (1988): Grundwassermodelle im Karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Malmkarst der Schwäbischen Alb. - *Diss. Univ. Tübingen*: 205 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Tübingen.
- [37] STRAYLE, G. (1970): Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbischer Jura). - *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, 12: 109-206, 29 Abb., 3 Tab.; Freiburg i. Br.
- [38] SCHLOZ, W. (1984): Zur Geologie und Hydrogeologie der im Egauwasserwerk der Landeswasserversorgung genutzten Buchbrunnenquelle - Weißjura-Karst der östlichen Schwäbischen Alb. - *LW-Schriftenr.*, 4: 20-34, 9 Abb., 5 Tab.; Stuttgart (Zweckverband Landeswasserversorgung).
- [39] JAKOWSKI, A. E. (1994): Ermittlung der Dispersion und anderer geohydraulischer Parameter aus Markierungsversuchen in Karst- und Klufftgrundwasserleitern Baden-Württembergs. - *Diss. TH Darmstadt*: 153 S. u. Anh., 42 Abb., 20 Tab.; Darmstadt.

- [40] STOBER, I. & VILLINGER, E. (1997): Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Weißjuras und des Oberen Muschelkalks unterdem baden-württembergischen Molassebecken. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 37, 5 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br. - [im Druck]
- [41] GEYH, M. A., GROSCOPF, P. & SCHLOZ, W. (1984): Hydrogeologische Studie mit radioaktiven und stabilen Umwelt-Isotopen an Karstgrundwässern der östlichen Schwäbischen Alb und des Donauriedes. - LW-Schriftenr., 4: 35-40, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- [42] BERTLEFF, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm u. Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens. - Abh. geol. Landesamt Baden-Württ., 12: 271 S., 64 Abb., 15 Tab., 8 Anl.; Freiburg i. Br.
- [43] SCHÄDEL, K. & STOBER, I. (1988): Dispersion als Hinweis auf den Karsttypus. - Dt. gewässerkdl. Mitt., 32 (4): 107-110, 2 Abb.; Koblenz.
- [44] VILLINGER, E. (1978): Zur Karsthydrologie des Blautopfs und seines Einzugsgebietes (Schwäbische Alb). - Abh. geol. Landesamt Baden-Württ., 8: 59-127, 17 Abb., 14 Tab.; Freiburg i. Br.
- [45] - (1980): Hydrogeologie. - In: Gwinner, M. P. et al.: Erläuterungen zu Blatt 7623 Mehrstetten. - Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000: 39-54, 3 Beil., 2 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- [46] - (1987): Hydrogeologie. - In: Heizmann, W.: Erläuterungen zu Blatt 7822 Riedlingen. - Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000: 102-125, 3 Abb., 1 Beil., 4 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- [47] - (1988): Hydrogeologie. - In Ohmert, W. et al.: Erläuterungen zu Blatt 7521 Reutlingen. - Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000: 148-181, 5 Abb., 4 Beil., 6 Tab.; Stuttgart.
- [48] - (1993): Hydrogeologie. - In: Gwinner, M. P. et al.: Erläuterungen zu Blatt 7721 Gammertingen. 2., verbess. Aufl. - Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000: 30-57, 2 Abb., 2 Tab., 4 Beil.; Freiburg/Stutt gart.
- [49] STICHLER, W., RAUERT, W., WEISE, ST., WOLF, M., KOSCHEL, G., STIER, P., PRESTEL, R., HEDIN, K. & BERTLEFF, B. (1987): Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen zur Erkundung des Fließsystems im Malmkarstaquifer des süddeutschen Alpenvorlandes. - Z. dt. geol. Ges., 138: 387-398, 11 Abb.; Hannover.
- [50] PRESTEL, R. (1990): Untersuchungen zur Diagenese von Malm-Karbonatgesteinen und Entwicklung des Malm-Grundwassers im süddeutschen Molassebecken. - Diss. Univ. Stuttgart: 217 S., 80 Abb., 32 Tab.; Stuttgart.
- [51] LW (1994): Geschäftsbericht 1993. - 55 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Stuttgart (Zweckverband Landeswasserversorgung).
- [52] SCHLOZ, W. (1988): Das Aquifersystem des Langenauer Donaurieds. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 30: 441-455, 7 Abb.; Freiburg i. Br.
- [53] GROSCOPF, P. (1963): Die geologischen Voraussetzungen für die Erschließung von Karstwasser im Blautal. - Jh. Karst- u. Höhlenkde., 4: 71-79, 3 Abb.; München.
- [54] BROST, E., HOMILIUS, J., KOSCHYK, K. & VILLINGER, E. (1987): Der Schmiecher See bei

- Schelklingen (Schwäbische Alb). Geophysikalische und geologische Untersuchungen zur Erkundung seiner Entstehung. - Geol. Jb., C 49: 35-69, 12 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- [55] VILLINGER, E. (1995): Geophysikalische und geologische Untersuchungen. - In: Der Schmiechener See. Naturkunde eines Naturschutzgebietes auf der Schwäbischen Alb. Teil 1: Geschichtlich-naturkundliche Beiträge. - Beih. Veröff. Naturschutz Landschaftspflege Baden-Württ., 78: 45-65, 10 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.
- [56] VILLINGER, E. (1985), unter Mitarbeit von Werner, J.: Geologie und Hydrogeologie der pleistozänen Donaurinnen im Raum Sigmaringen-Riedlingen (Baden-Württemberg). - Abh. geol. Landesamt Baden-Württ., 11: 141-203, 9 Abb., 5 Tab., 3 Beil.; Freiburg i. Br.
- [57] SCHREINER, A. (1992): Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee. - Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 50 000: 290 S., 25 Abb., 11 Taf., 7 Beil.; Freiburg, Stuttgart.
- [58] - (1987): Pflanzenschutzmittel und Grundwasserschutz in Baden-Württemberg. Ein Beitrag aus hydrogeologischer Sicht. - gwf-wasser/abwasser, 128: 629-635, 2 Abb., 1 Tab.; München.
- [59] HAAKH, F. (1994): Überlegungen zur Entwicklung der Nitratkonzentration im Grundwasser des Donaurieds. - LW-Schriftenr., 14: 5-11, 11 Abb.; Stuttgart (Zweckverband Landeswasserversorgung).
- [60] JOBMANN, M. & SCHULZ, R. (1989): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarsts im süddeutschen Molassebecken. Teilgebiet: Hydrogeothermik. - Abschlußbericht: 42 S., 1 Abb., 2 Tab., 14 Anl.; Hannover (Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung). - [unveröff.]
- [61] BOLSENKÖTTER, H., BUSSE, R., DIEDERICH, G., HÖLTING, B., HOHBERGER, K.-H., REGENHARDT, H., SCHLOZ, W., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1984): Hydrogeologische Kriterien bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten für Grundwasserfassungen. - Geol. Jb., C 36: 3-34, 5 Abb., 6 Anl.; Hannover.
- [62] VILLINGER, E. (1983): Grundwasservorkommen und Wasserschutzgebiete im Karst von Baden-Württemberg. - DVGW-Schriftenr. Wasser, 34: 119-134, 4 Abb.; Eschborn.
- [63] - (1991): Hydrogeologische Kriterien für die Abgrenzung von Wasserschutzgebieten in Baden-Württemberg. - Informat. geol. Landesamt Baden-Württ., 2: 5-21, 7 Abb.; Freiburg i. Br.
- [64] DVGW (1995): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; 1. Teil: Schutzgebiete für Grundwasser. - Techn. Regeln, Arbeitsbl. W 101: 23 S.; Eschborn (Dt. Ver. Gas- u. Wasserfach). - [Neufassung der Richtlinien von 1975].
- [65] HARRESS, H. M. (1974):: Wasserschutzgebiete im Karst. - gwf-wasser/abwasser, 115 (3): 125-127, 2 Abb.; München.
- [66] SCHLOZ, W. (1994):: Geohydrologische Kriterien bei der Ausweisung von Grundwasserschutzgebieten, dargelegt an Fallbeispielen für Festgesteins- und Karstgrundwasserleiter. - DVGW-Schriftenr. Wasser, 84: 113-125, 5 Abb.; Eschborn.

TGA	Reihe C	Nr. 34	28 S., 11 Abb., 5 Tab.	Tübingen, Oktober 1997
-----	---------	--------	------------------------	------------------------

**Ein vereinfachtes quartärgeologisches Modell als Grundlage für
ein mathematisch-numerisches Grundwasserfließmodell im Singener
Beckenkomplex (Landkreis Konstanz)**

CHRISTA SZENKLER, GÜNTER SOKOL und BRUNO BERTLEFF *

Zusammenfassung: Auf Grundlage des hier beschriebenen, vereinfachten quartärgeologischen Modells und des daraus abgeleiteten hydrogeologischen Modells, wurde ein mathematisch-numerisches 3D-Grundwasserfließmodell erstellt. Dieses beschreibt das gesamte Fließgeschehen im Raum Singen (Landkreis Konstanz) bei unterschiedlichsten geohydraulischen Randbedingungen und ermöglicht Vorschläge zur optimalen Bewirtschaftung des Grundwasservorkommens durch die einzelnen Förderanlagen im Normalfall und bei Schadensfällen.

* Anschrift der Autoren: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstraße 5,
Alberstraße 5, 79104 Freiburg i.Br.

1. Einführung

Die gesamte Kernstadt von Singen am Hohentwiel liegt in den Wasserschutzgebieten der eigenen Trinkwasserfassungsanlagen "Schnaidholz", "Münchried", "Nordgruppe" und "Remishof". Die für eine flächenmäßige Ausdehnung der Stadt in Frage kommenden Randbereiche liegen ebenfalls in den Wasserschutzgebieten von Rielasingen-Worblingen im Südwesten und des Zweckverbandes Wasserversorgung Überlingen am Ried im Osten. Neben diesen öffentlichen Wasserversorgungen entnehmen auch private Fassungsanlagen große Mengen an Trink- und Brauchwasser aus dem gleichen Grundwasserleiter im Stadtbereich von Singen.

Die gewerbliche und industrielle Nutzung großer Flächen innerhalb der Stadt sowie die städtebauliche und industrielle Entwicklung der Stadt konkurrieren immer wieder mit den zum Schutz der Trinkwasserfassungsanlagen ausgewiesenen Schutz-zonen und den damit verbundenen Handlungsverboten.

Die heterogenen geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse einerseits und die wechselnde gegenseitige Beeinflussung von öffentlichen und privaten Förderanlagen andererseits, machen es immer schwieriger, innerhalb des Stadtgebietes Flächen für gewerbliche und industrielle Ansiedlungen zu finden, von denen keine oder wenigstens nur eine stark verringerte Beeinträchtigung des Grundwasservorkommens anzunehmen ist.

Die im Zusammenhang mit Baumaßnahmen sowie zur Erkundung von Schadensfällen durchgeführten Detailuntersuchungen, zeigten mehr oder weniger große Abweichungen von den bis dahin bekannten geologischen und hydrogeologischen Verhältnissen.

Hinsichtlich der immer komplexer werdenden Fragestellungen im Zusammenhang mit der städtischen Entwicklung einerseits und dem Schutz der hier vorhandenen Grundwasservorkommen andererseits, zeichnete sich die Notwendigkeit ab, eingehende und das gesamte Stadtgebiet von Singen umfassende geologische und hydrogeologische Untersuchungen durchzuführen. Zur Wahrung der Qualität und Quantität der Grundwasservorkommen im Großraum der Stadt Singen wurde den Betreibern der Fassungsanlagen empfohlen, die Erstellung eines Grundwasserbewirtschaftungskonzeptes mit Hilfe eines mathematisch-numerischen Grundwasserfließmodells in Auftrag zu geben.

2. Lage des Untersuchungsgebietes und geomorphologische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt im westlichen Bodenseeraum, dem Hegau, Landkreis Konstanz (s. Abb. 1 und 2). Im nördlichen Alpenvorland bilden der Hegau und Oberschwaben den badenwürttembergischen Anteil an Glaziallandschaften in Süddeutschland. Mit den Alpen als Vereisungszentrum unterlagen diese Naturräume mehreren Vorlandvergletscherungen des ehemaligen Rheingletschers. Das Arbeitsgebiet selbst liegt im ehemals westlichen Rheingletschergebiet.

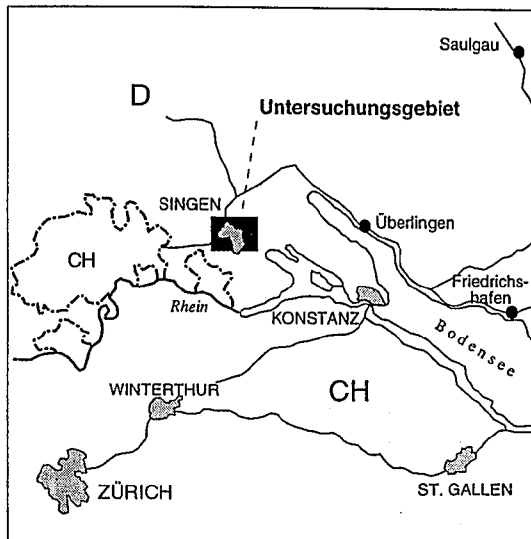


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

Im folgenden wird unterschieden zwischen dem Singener Beckenkomplex, dem Singener Becken und dem Modellgebiet. Als Singener Beckenkomplex wird der in sich gegliederte, großräumige Beckenbereich zwischen dem Überlinger See und Untersee im Osten, dem Schiener Berg und Rauhenberg im Süden (ausgenommen der Zweigbecken auf Schweizer Seite), dem Randen und der Molasseauftragung von Tengen/Engen (incl. der Hegau-Vulkane) im Westen sowie den ansteigenden Molassezügen südlich der ungefähren Linie Engen - Eigeltingen - Hoppetenzell verstanden. Neben dem südlich des Modellgebietes liegenden Bohlinger Beckens und dem südöstlich des Modellgebietes liegenden Radolfzeller Beckens ist das Singener Becken eines der großen Becken innerhalb des Singener Beckenkomplexes. Innerhalb des Singener Beckens, sind die kleineren Becken von Singen/Stadtgebiet, Rielsingen, Überlingen am Ried und Steißlingen ausgebildet (s. Abb. 2 und 4 - 11).





Das Singener Becken bildet ein durch Quertäler mit anderen, kleineren Becken verbundenes naturräumliches Element des Hegaus. Dieses von Molassehöhen und Deckentuffbergen eingeschlossene Tiefen-

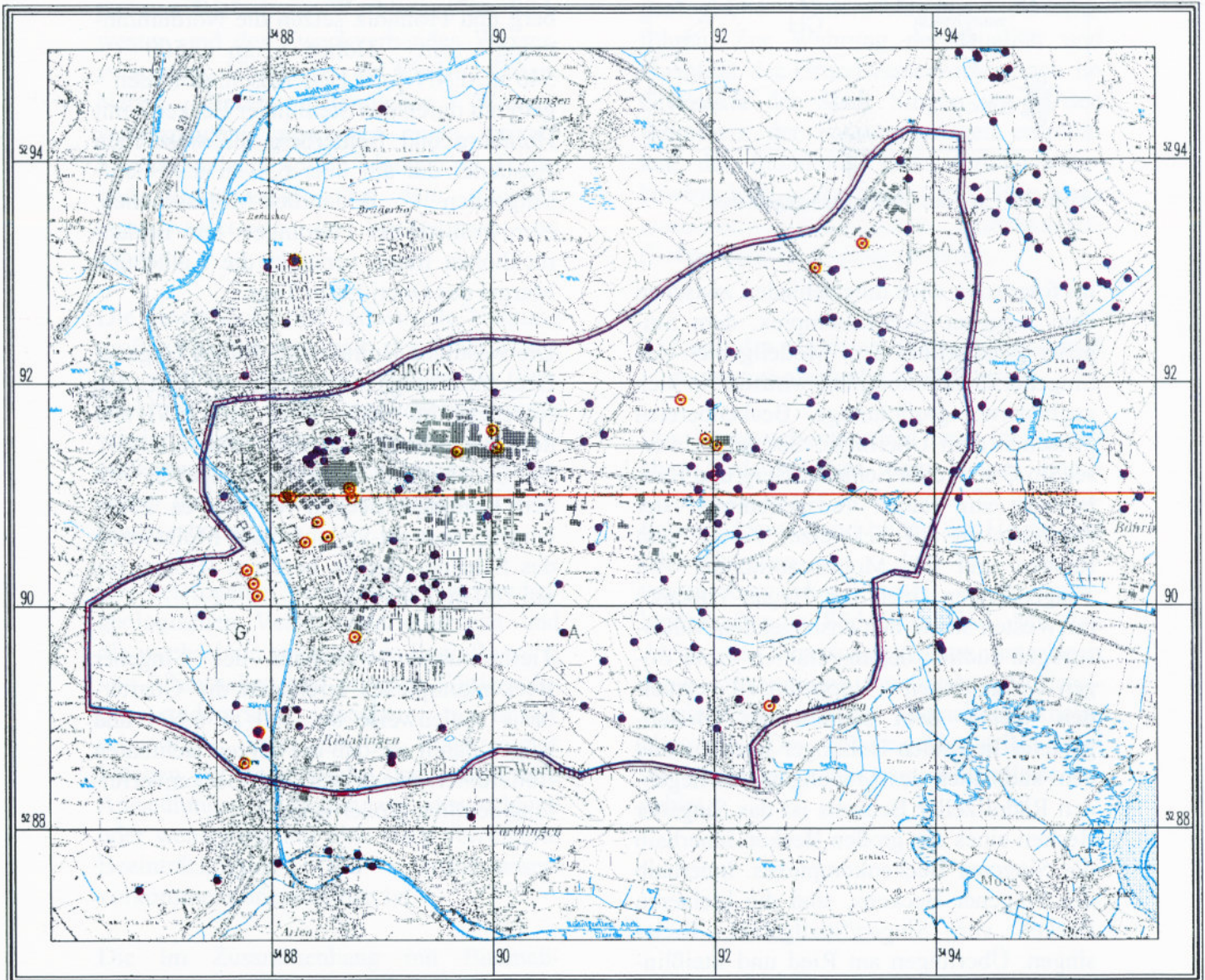
gebiet erstreckt sich mit Höhen zwischen 420 - 430 m ü.NN vom Untersee/Zeller See aus nach Westen. Der von würmzeitlichen Moränensedimenten bedeckte flache Molassezug Remishof/Bruderhof stellt mit Höhen von 440 - 450 m ü.NN einen Teil der nördlichen Begrenzung des Singener Beckens dar. Die nach Nordosten ansteigenden Friedinger Molassehöhen mit Buchberg, Friedinger Schloßberg, Jöhliberg und Fronholz setzen die Nordumrahmung mit Höhen um 500 - 540 m ü.NN fort. Den Abschluß bilden - getrennt durch das Steißlinger Becken - mit Homburg und Böhlerberg die westlichen Ausläufer der auf über 650 m ü.NN aufsteigenden Bodanrück-Molassehöhen. Nordwestlich der Friedinger- und Bodanrückhöhen treten verstärkt die Kalke und Mergel des Oberjura zu Tage.

Die westliche Umrahmung bilden Hegauer Deckentuffberge mit dem isoliert liegenden Rosenegg im Süden (550 m ü.NN) und dem Hohentwiel im Norden (686 m ü.NN). Im Süden wird dieses Tiefland mit dem Bohlinger Becken von dem ca. 20km langen, west-ost-verlaufenden Molassezug des Schiener Berges begrenzt (Höhen bis um 700 m ü.NN).

Tiefbohrungen innerhalb des Singener Beckenkomplexes erreichten die Quartärbasis stellenweise bei 200 m ü.NN und zeigen damit an, daß die derzeit sichtbaren Reliefunterschiede vor der Beckenverfüllung deutlich größer waren.

Zeichenerklärung

-  Grundwassermeßstellen
-  Brunnen
-  Modellgrenze
-  Schnittverlauf (Abb. 3)



 Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

1000 0 1000 2000 3000 m

Abb. 2: Lage des Modellgebietes und Schnittverlauf.

3. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse

Die städtebauliche, gewerbliche und industrielle Entwicklung der Stadt Singen nach dem 2. Weltkrieg führte zu einem rapiden Anstieg des Trink- und Brauchwasserbedarfs und beschleunigte den Erkundungsprozeß in diesem Gebiet. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse führten zu einem geologisch-hydrogeologischen "Drei-Schicht-Modell", welches von SCHREINER [1] und KOZIOROWSKI [2] beschrieben wurde (s. Tab. 1). Diesem Modell zufolge kann die Sedi-

mentabfolge innerhalb der im Modellgebiet gelegenen Becken zusammenfassend vom Hangenden zum Liegenden folgendermaßen gegliedert werden:

- würmeiszeitliche Rückzugskiese des Rheingletschers der Stände 1 - 9 (Oberes Kieslager, OKL),
- würmeiszeitliche Grundmoräne und würmeiszeitliche Seeablagerungen mit zum Teil engen Verzahnungen (Zwischenhorizont, ZH),

"Drei-Schicht-Modell"	"Mehrschicht-Modell"	Höhe [m ü. NN]
Oberes Kieslager	Grundwasserleiter E	~ 420 - 410 m ü. NN
	Zwischenschicht d/e	
Zwischenhorizont	Grundwasserleiter D	~ 400 - 380 m ü. NN
	Zwischenschicht c/d	
Unteres Kieslager	Grundwasserleiter C	~ 360 m ü. NN
----- Modellgebiet -----	Zwischenschicht b/c	
rißzeitliche Schotter	Grundwasserleiter B	~ 340 - 320 m ü. NN
-----	Zwischenschicht a/b	
Prä-Quartär	Grundwasserleiter A	~ 270 m ü. NN
	Zwischenschicht z/a	
	Grundwasserleiter Z	~ 200 m ü. NN

	Prä-Quartär	

Tab. 1: Geologische Modelle für das Modellgebiet: "Drei-Schicht-Modell" nach [1, 3] und KOZIOROWSKI (1986) [2] sowie das aktuelle "Mehrschicht-Modell" (die unterhalb der eng gestrichelten Linie aufgeführten Sedimentkörper treten nur außerhalb des Modellgebietes auf, präquartäre Sedimente (Molasse, Jura) können im Liegenden jedes Grundwasserleiters bzw. -stockwerks und jeder Zwischenschicht auftreten); nachgestellt die mittlere Höhenlage [m ü. NN] der Grundwasserleiter und Zwischenschichten im Singener Beckenkomplex.

- (vermutlich würmeiszeitliche) Vorstoßschotter/Rinnenschotter (Unteres Kieslager, UKL),
- Präquartär (größtenteils Molasse-, z. T. Jura-Sedimente).

Die durchschnittlichen Mächtigkeiten für das OKL liegen bei 0,5 - 40 m, für den ZH bei rd. 20 m und für das UKL bei 10 - 50 m [1, 3:130].

Spätere Detailuntersuchungen im Zusammenhang mit großen Baumaßnahmen und Erkundungen von Schadensfällen/ Altlasten zeigten z.T. große Abweichungen von dieser geologischen Modellvorstellung.

Anhand von rd. 50 Kernbohrungen neueren Datums (Referenzbohrungen) wurden ca. 650 Profile von Druckspülbohrungen geologisch neu interpretiert. Unter Einbeziehung geoelektrischer Meßergebnisse bildeten diese rd. 700 bearbeiteten Bohrungen die Grundlage für die Erstellung eines aktuellen geologischen Modells (s. Tab. 1) für den Modellbereich an sich sowie die angrenzenden Gebiete (Radolfzeller Becken, Bohlinger Becken).

Dem "Mehrschicht-Modell" zufolge liegt eine stärkere Differenzierung der quartären Singener Beckenfüllung vor. In Übereinstimmung mit dem "Drei-Schicht-Modell" ist im Modellgebiet ein OKL, der oberflächennahe Grundwasserleiter E, ausgebildet. Der liegende Zwischen-horizont (ZH) allerdings wird bereichsweise von einem weiteren Grundwasserleiter (D) getrennt, so daß eine obere (d/e) und eine untere (c/d) Zwischenschicht vorliegen. Unter der Zwischenschicht c/d folgt der Grundwasserleiter C. Die verschiedenen Grundwasserleiter sind nicht gleichwertig ausgebildet, d.h. sie unterscheiden sich u.a. hinsichtlich ihrer Verbreitung, Mächtigkeit, Petrographie und Durchlässigkeit.

Die räumliche Verteilung dieser aus verschiedenen Sedimentkörpern aufgebauten Schichten steuert das Grundwasserfließsystem im Modellgebiet.

3.1 Geologischer Aufbau

Von Bedeutung sind im Untersuchungsgebiet die Gesteinsformationen des Jura, die auf ihm lagernden tertiären Molassesedimente und hinsichtlich der Aquif-

fer-Sedimentologie insbesondere die hangenden quartären Sedimente (s. Tab. 2).

3.1.1 Jura und Tertiär

Das Unterlager des Singener Beckenkomplexes bilden die Gesteine des Jura, von denen aus hydrogeologischer Sicht insbesondere der **Oberjura** von Interesse ist. Er ist überwiegend aus Kalken und Mergeln aufgebaut und beinhaltet ein großräumig ausgebildetes Karstgrundwasservorkommen. Die Druckspiegelhöhe des hier gespeicherten Karstwassers liegt bei rd. 420 m und 440 m ü. NN. Der Oberjura wird im Untersuchungsgebiet von z.T. sehr mächtigen tertiären und quartären Sedimenten überlagert und ist somit dem überdeckten Karst zuzuordnen.

Mit der Heraushebung der Alpen entstand eine voralpine Senke zwischen der Schwäbisch-Fränkischen Alb und den Alpen selbst, das sog. Molassebecken. In dieses wurde im Zuge der terrestrischen Abtragung der Verwitterungsschutt der Alpen, die tertiären Molassesedimente, abgelagert.

Sie bilden größtenteils sowohl die Basis der quartären Beckenfüllung als auch den Beckenrand im nördlichen und südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes. Zu diesem tertiären Rahmen zählen die Hegau-Vulkane, die im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung entstanden. Deren Eruptivgesteine bilden insbesondere im westlichen und z. T. auch im südlichen Bereich die Begrenzung des Singener Beckens.

3.1.2 Quartär

Grundlage der Quartärgliederung im nördlichen Alpenvorland ist die morphostratigraphisch erfaßte Gliederung von PENCK & BRÜCKNER [4] in Günz-, Mindel-, Riß- und Würmglazial, die vor-

angestellte Biber- [5] und Donau-Eiszeit [6] sowie das zwischen Günz und Mindel eingeschaltete Haslach-Glazial [7]. Neuere Untersuchungsergebnisse ergaben, daß diese klassische Quartärgliederung über die sehr differenzierten Klimazyklen des Pleistozäns hinwegtäuscht (s. Tab. 2) [8]. Ausschlaggebende Aspekte für eine not-

wendige Neugliederung sind u.a. inverse Polaritäten innerhalb mindelzeitlicher Sedimente [9, 10, 11], pollenanalytische Befunde sowie - nicht zuletzt aufgrund verbesserter Bohrtechniken - sedimentologisch erfaßbare Sequenzen und glaziale Zyklen.

Chronologie [Ma]	Magnetostratigraphie	Chronostratigraphie	Alpenvorland		Biostratigraphie
			Megazyklen	Glaziale, Grobsedimentzyklen	
0.11	Blake B R U N H E S	Jungpleistozän		Oberwürm LGM, LGT	Buchenzeit Eem Pfefferbichl-Typ Samerberg (Holstein)
		Mittelpleistozän	Riß-Würm-Komplex	Älteres Würm Jungriß Doppelwallriß Älteres Riß MVGs?	
0.78				3. <i>Morphologisch - tektonische Wende</i> Cromer-Komplex	Unterpfauzenwald
				MEGs?	
0.91 0.98	Jaramillo	Altleistozän	Deckenschotter-Komplex	Haslach-Mindel-Komplex Günz-Komplex	Uhlenberg (Pollen)
1.66	Olduvai	Eopleistozän	2. <i>Morphologisch-tektonische Wende</i>		Uhlenberg (Fauna) Marlen (Pollen)
1.88			Deckenschotter-Komplex	Donau-Komplex Biber-Komplex	
2.47			1. <i>Morphologisch-tektonische Wende</i>		
	G A U S S		Pliozäne Terrassen-Komplexe		

Tab. 2: Quartärgliederung Baden-Württemberg (verändert/vereinfacht nach [8, 9]; *LGM* = Last Glacial Maximum, *LGT*: Last Glacial Termination, *MVGs*: Most Voluminous Glaciations *MEGs*: Most Extensive Glaciations; Ma: Millionen Jahre).

Der über die morphostratigraphisch erfaßte Gliederung hinausgehenden Komplexität an Klimazyklen wird mit der Verwendung von "Riß-Würm-Komplex", "Cromer-Komplex", "Deckenschotter-Komplex" etc. Rechnung getragen [8, 12, 13].

Da sich selbst anhand dieser aktualisierten Nomenklatur Korrelationen mit Untersuchungsergebnissen aus anderen Glazialgebieten sowie mit den Befunden der Tiefsee-Stratigraphie als sehr schwierig gestalten, wird das im Zuge des IGCP-Projektes (*International Geological Correlation Program 378: Circumalpine Quarternary Correlations*; u.a. [14] erstellte Konzept verwendet.

Das quartärgeologische Modell für das Modellgebiet beruht auf einer Zuordnung zu folgenden Einheiten:

- *Last Glacial Termination (LGT)*,
- *Last Glacial Maximum (LGM)*,
- *Most Voluminous Glaciation (MVGs)*,
- *Most Extensive Glaciations (MEGs)*.

Im folgenden wird ein Versuch gewagt, die unterschiedlich tiefen Becken des Singener Beckenkomplexes stratigraphisch diesen internationalen Korrelationseinheiten zuzuordnen.

Beckenstratigraphie: Während im Singener Raum Schotter und Moränensedimente des Deckenschotter-Komplexes in typischer Plateaulage mit Höhen von ~ 700 m ü.NN (günzzeitliche Schotter bei Langenmoos/Schienerberg) und ~ 600 m ü.NN auf den Hochgebieten auftreten (mindel- und haslachzeitliche Sedimente bei der Schrotzburg/Schiener Berg; s. Kap. 2), finden sich nach geologischen Karten die riß- und würmzeitlichen Sedimente in den tieferen Lagen mit Höhen um die 425 m ü.NN und tiefer. Im Raum Radolfzell ist mit einer Höhe von ~ 200 m ü.NN die bisher tiefliegende

Quartärbasis erbohrt worden (Grundwasserstockwerk Z, s. Tab. 1).

In Korrelation zu anderen tiefen Becken Oberschwabens ist anzunehmen, daß diese große Eintiefung von ~ 500 m in dem Übergangszeitraum vom Deckenschotter zum Riß-Würm-Komplex stattgefunden hat (s.Tab. 2; [5]). Entsprechend der pollenanalytischen Ergebnisse aus dem Hoßkircher Becken, Tannwald-Becken und Waldburg-Becken, wo in der basalen Beckenfüllung Pollenfloren des Interglazials Samerberg II - Holstein z. T. *in situ* nachgewiesen werden konnten, wird die Anlage des Radolfzeller Beckens der Morphologischen Wende (*MEGs*) zugeordnet.

Die Ablagerung der höheren Zwischenschichten und Grundwasserstockwerke A (~ 270 m ü.NN) und B (~ 320 - 340 m ü.NN) könnte ebenfalls während der *MEGs* erfolgt sein, evtl. aber auch bereits während der *MVGs*. Da keine pollenanalytischen Untersuchungen aus diesem tiefen Beckenbereich vorliegen, ist eine nähere Korrelation nicht möglich.

Während sich der Beckenanstieg (= Molasseanstieg) vom Radolfzeller Becken (Quartärbasis ~ 200 m ü.NN) bis zum Modellgebiet (Quartärbasis ~ 360 m ü.NN) eher allmählich vollzieht, ist zwischen dem Bohlinger Becken (Quartärbasis ~ 320 - 270 m ü.NN) und dem Modellgebiet stellenweise ein Anstieg der Molasse von 50 m auf einer Distanz von ~ 300 m zu verzeichnen. Somit handelt es sich bei dem im Modell erfaßten Gebiet mit den Grundwasserstockwerken C, D und E um einen vergleichsweise hochliegenden Beckenbereich. Aufgrund der Höhenlage wird für diesen Teil des Singener Beckenkomplexes ein jüngerer Alter angenommen.

Desweiteren ergaben Pollenanalysen innerhalb des Modellgebietes, an einer Kernbohrung über eine Sedimentabfolge von 37 - 60 m u. GOK hinweg, umgelagerte Ele-

mente des Samerberg II - Holstein - Inter-glazials (frdl. mündl. Mitt. BLUDAU). Die Bohrung liegt westlich des in den Abb. 2 - 12 eingetragenen Sporns Ameisen. Die vermutlich verschuppten, pollenführenden Sedimente weisen darauf hin, daß möglicherweise entweder im Zuge der wärmzeitlichen Vergletscherungen (*LGM*) diese Sedimente aus den tieferen, älteren Becken (z. B. Radolfzeller Becken) in den hochliegenden Beckenbereich verschleppt wurden (Beckenanlage gegen Ende des Riß-Komplexes, *MVG*) oder aber die Umlagerung der pollenführenden Sedimente eventuell innerhalb des hochliegenden Beckenbereiches erfolgte (Beckenanlage prä-Samerberg).

Kein Zweifel besteht darüber, daß das heutige Landschaftsbild von den Ausschmelzfazien (sowie periglazialen Umlagerungssedimenten) der *LGM* und *LGT* gestaltet wird. Im Zuge des Eiszerfalls hinterließen die oberwürmzeitlichen Gletscher Moränenwälle und Moränensedimente (Grundwasserüberdeckung), Toteislöcher, das Bodanrück-Drumlinfeld, junge Becken/Rinnen (z. B. Sauriedgraben östlich des Modellgebietrandes) sowie (zumindest) das Grundwasserstockwerk E.

Beckengenese: Direkt der Molasse mit z. T. scharfer Grenze aufliegend findet sich häufig eine 0,5 - selten 2 m mächtige Basisgrobblage, bestehend aus Kiesen, Steinen und z. T. auch Blöcken in sandiger Matrix. Nach oben folgt oftmals ein matrixgestütztes Diamikton, das häufig stark überkonsolidiert ist. Auch eine Einarbeitung der Basisgrobblage in das matrixgestützte Diamikton ist zu beobachten. Das Korngrößenspektrum und die Überkonsolidierung weisen diesen Diamikton als glazigenes Sediment aus, entstanden durch das basale Ausschmelzen aus dem Gletscherkörper und die nachfolgende mechanische Beanspruchung im Zuge der Gletscherüberfahung (aktiver Gletscher, Gletschervorstoß). Es handelt sich also um eine

Grundmoräne *sensu stricto*, den *Lodgement Till* [16]. Die hangende Beckenfüllung besteht dort wo Grundwasserleiter ausgebildet sind aus Kiesen; andernorts finden sich in Abhängigkeit von ehemaligen Eisrandlagen Sande, Diamiktons und Feinsedimente.

Sedimentologisch ist die Genese des Beckenkomplexes entsprechend dieser typischen basalen Sequenz, die sowohl im als auch außerhalb des Modellgebietes auftritt, folgendermaßen zu erklären:

- Die Basisgrobblage weist darauf hin, daß die Anlage des Beckenkomplexes durch turbulente Wässer erfolgte. Daher und aufgrund ihrer Tiefenlage (Vorfluterniveau) wird initial die Anlage einer evtl. rinnenförmigen Struktur durch unter hohem hydrostatischen Druck stehende, subglaziale Schmelzwässer angenommen. Die Entstehung der "*N*"-channels [16-19] kann u.a. auf katastrophale Schmelzwasserausbrüche zurückgeführt werden. Ursache solcher Ausbrüche (Jökulhaups) könnte beispielsweise die schlagartige Entwässerung eines subglazialen Eisstausees durch das Brechen von Eisdämmen sein [21].
- Das oftmals im Hangenden der Basisgrobblage auftretende matrixgestützte Diamikton, belegt aufgrund seiner Ausprägung als *Lodgement Till* eine glazigene Überprägung dieser liegenden Ablagerungen. Darüberhinaus liegen Bohrungen vor, in denen unter dem *Lodgement Till* und der Basisgrobblage deformierte Molassesedimente folgen (*Glaciotectonite*). Mit der sowohl aus dem *Lodgement Till* als auch stellenweise aus dem *Glaciotectonite* ableitbaren Gletscherüberfahung/ Gletscherauflast läßt sich die teilweise sehr breite Ausprägung der Becken zwanglos klären.

Bereichsweise ist die Basisgroblage in das hangende matrixgestützte Diamikton eingearbeitet, z. T. wird die Basisgroblage durch Geröllsande und Sande ersetzt. Dies ist in dem basalen Bereich durch den direkten Kontakt mit der Molasse erklärbar.

Die mittlere Höhenlage dieser basalen Sequenz schwankt. Im Modellgebiet findet sie sich in einem Höhenbereich von 360 m ü.NN (Grundwasserleiter C, z. T. auch D; s. Tab. 5).

Von der basalen Groblage und dem *Lodgement Till* durch Zwischenschichten getrennt, finden sich im Modellgebiet bereichsweise auf dem ungefähren Höhengniveau von 400 - 380 m ü.NN grundwasserleitende Sedimentkörper (Grundwasserleiter D; s. Tab. 5). Sie werden überwiegend von komponentengestützten Diamiktions und auch Geröllsanden gebildet. Untergeordnet sind Schotter beteiligt. Diese z.T. isoliert liegenden Körper zeigen, daß stellenweise eine Erosion mit nachfolgender Verfüllung eben dieser grundwasserleitenden Sedimente erfolgte, während es auf einem vergleichbaren Höhengniveau in anderen Bereichen zur Ablagerung gering durchlässiger Sedimente kam.

Getrennt durch eine Zwischenschicht folgt im Hangenden der nahezu flächenhaft verbreitete Grundwasserleiter E (s. Tab. 1 und 5).

Beckengeometrie: Neben dem Schussental-Beckenkomplex ist der Singener Beckenkomplex einer der großen, im ehemaligen Rheingletschergebiet bekannten Beckenkomplexe mit Tiefen von z.T. deutlich über 150 - 200 m unter Gelände. An der Basis des Beckenkomplexes zeichnet sich bereichsweise eine sehr unruhige Reliefierung ab, so daß der Beckenkomplex in sich durch Molasse- und Vulkanaufragungen als Schwellen (z. B. Schiener Berg, Galgenberg, Hartberg) in kleinere Becken gegliedert ist (z. B. Bohlinger Becken, Ramsener Becken). Auch innerhalb des zentralen Beckens und seiner Zweigbecken sind weitere, kleinere Schwellen ausgebil-

det, die z.T. ebenfalls aus Molasseauftragungen, z.T. aber auch aus Erosionsresten quartärer feinkörniger Sedimentkörper bestehen.

Beckenfüllung: Entsprechend der genetischen und geometrischen Ausführungen ist die Beckenfüllung sowohl in der Vertikalen als auch in der Horizontalen sehr inhomogen. Das Untersuchungsgebiet bzw. der Singener Beckenkomplex als Ganzes unterlag mehreren Vorlandvergletscherungen sowie mehreren Abschmelzphasen mit ineinandergreifenden und sich ständig ablösenden Erosions- und Sedimentationsprozessen. Daher kann für die verschiedenen Sedimentkörper weder von einer flächenhaften und zudem ebenen Ausbildung ausgegangen, noch darf eine konstante Mächtigkeit der Körper vermutet werden (s. Abb. 3). Die genetischen Unterschiede der Sedimente bzw. Sedimentkörper bewirken infolgedessen auch petrographisch eine starke Sedimentinhomogenität (s. Abb. 5, 7 und 9).

Die Ablagerung der Sedimentkörper ist von sehr vielen Faktoren abhängig. Beruhend auf der Milieudifferenzierung in Gletschervorstoß- oder Abschmelzphase (Eiszerfallslandschaft) bestimmen Parameter wie beispielsweise Eisrandlagen, Schmelzwasseranfall, Permafrostspiegel, Paläorelief, Umlagerungsprozesse etc. die Bildung und damit die Verteilung und Dimension verschieden ausgeprägter Sedimentkörper. Aufgrund dessen dürfen die ineinandergeschachtelten Sedimentkörper, mit wenn auch vergleichbaren petrographischen und daraus abgeleiteten hydrogeologischen Merkmalen, auf ungefähr einem Höhengniveau nicht stratigraphisch gleichgesetzt werden!

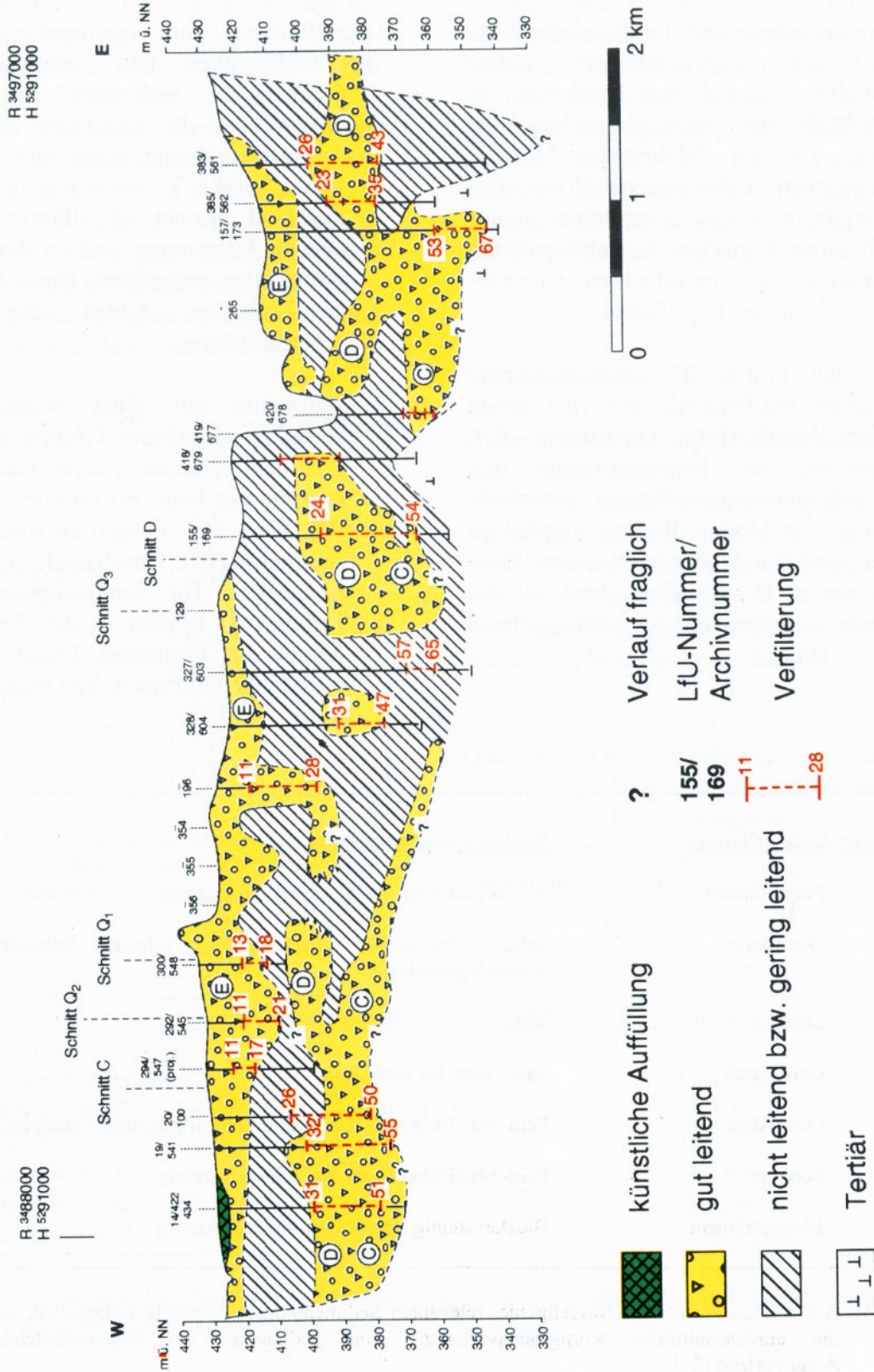


Abb. 3: Geologischer Schnitt A (Schnittverlauf siehe Abb. 2).

3.2 Hydrogeologische Gliederung

Der Formenschatz und die räumliche Verteilung der Sedimentkörper unterschiedlicher Eigenschaften bestimmen in hohem Maße die hydrogeologischen Verhältnisse. Die im "Mehrschicht-Modell" wiedergegebene differenzierte Horizontierung ergibt sich aus einer unter geologisch/hydrogeologischen Gesichtspunkten vorgenommenen, vereinfachten Gruppierung verschiedener Lithofazien.

Durch das Präfix "I" gekennzeichnete Lithofazien sind Feinsedimente (IF), Sande (IS), Geröllsande (ISG), Diamiktone (ID), Schotter (IG) und Blocksedimente (IB), wobei sedimentologisch für das vereinfachte geologische Modell die Petrographie im Vordergrund stand, aber auch andere Parameter wie z. B. die Konsistenz für die folgende Gruppierung ausschlaggebend waren (s. Tab. 3):

1. Sedimente mit geringer Wasserdurchlässigkeit bzw. praktisch undurchlässige Sedimente. In dieser Gruppe sind die Sedimente enthalten, deren Hauptkomponente aus Schluff, abweichend z.T. auch aus Ton oder Feinsand besteht (IF, IDm). Abweichende Körnungen sind in den Bohrprotokollen aufgeführt. Diese Lithofazies-Einheiten bilden die Zwischenschichten.
2. Sedimente mit guter Wasserdurchlässigkeit. In dieser Gruppe sind die Sedimente enthalten, deren Hauptkomponente aus Fein- bis Grobkies besteht (IG, IDc). Mit inbegriffen sind Blocksedimente (IB), Geröllsande (ISG) und Sande (IS). Die Sandkomponente der Lithofazien besteht in der Regel aus Mittel- bis Grobsand. Diese Lithofazies-Einheiten bilden die Grundwasserleiter.

<u>Lithofazies-Code / Klartext</u>	<u>Mittlere Zusammensetzung</u>
IF Feinsediment	Schluff; schwach tonig, schwach feinsandig
IDm Diamikton,	Schluff; feinsandig, schwach tonig, schwach feinmatrixgestützt schwach grobkiesig
IS Sand	Sand
ISG Geröllsand	Sand; fein- bis grobkiesig
IDc Diamikton,	Fein- bis Grobkies; stark sandig, schluffig komponentengestützt
IG Schotter	Fein- bis Grobkies; sandig, schwach steinig
IB Blocksediment	Blöcke; steinig, fein- bis grobkiesig, sandig

Tab. 3: Am Aufbau der für das Modellgebiet relevanten Sedimentkörper beteiligte Lithofazien; nachgestellt die durchschnittliche Korngrößenverteilung von Sedimenten im baden-württembergischen Alpenvorland [21].

Basierend auf den Lithofazien wurden die Sedimentpakete der quartären Beckenfüllung in verschieden durchlässige Sedimentkörper differenziert (s. Abb. 3). Die räumliche Verteilung dieser Körper mit den entsprechenden grundwasserleitenden Eigenschaften ist in den Abb. 5, 7 und 9 dargestellt. In Brunnen und Meßstellen, die in den jeweiligen Sedimentkörpern ausgebaut sind, erfolgte anhand von Pumpversuchen die Ermittlung hydraulischer Kenndaten (Speicher-koeffizienten).

Lithofazies	k_f -Wert [m/s]
IF, IDm	$8,0 \cdot 10^{-6}$
IDc(kons4-kons5)	$1,2 \cdot 10^{-5}$
IS	$1,0 \cdot 10^{-4}$
IG, IB	$2,3 \cdot 10^{-3}$
IG-IDc	$1,6 \cdot 10^{-3}$
ISG	$1,5 \cdot 10^{-3}$
IDc	$1,3 \cdot 10^{-3}$

Tab. 4: k_f -Wert-Zuordnung verschiedener Lithofazien [kons4-kons5: stark bis sehr stark überkonsolidiert].

Hieraus wurde ein mittlerer k_f -Wert für die jeweiligen, die Sedimentpakete aufbauenden Lithofazien ermittelt (s. Tab. 4). Die für die komponentengestützten Diamiktone angegebene k_f -Wert-Differenzierung bezieht sich auf normal konsolidierte (IDc) und stark bis sehr stark überkonsolidierte Diamiktone (IDc, kons4-kons5; *Glaciotectonite*).

3.2.1 Grundwasserleiter

Oberjura: Aufgrund umfangreicher isopenhydrologischer Untersuchungen konnte ein qualitativer und quantitativer Nachweis erbracht werden, daß der Karstgrundwasserleiter im Oberjura an der Grundwasserneubildung der höher liegenden Grundwasserleiter der quartären Beckenfüllung beteiligt ist (s. Kap. 4).

Quartär: Die Zuordnung der als gut durchlässig klassifizierten Sedimentkörper erfolgte, wie bereits ausgeführt, ohne stratigraphischen Bezug nach ihrer mittleren Höhenlage [m ü.NN] (s. Tab. 5).

Horizont	Mittlere Höhenlage [m ü.NN]	Lithofazies
Grundwasserüberdeckung		IDm, IDc
Grundwasserleiter E	~ 420 - 410 m	IG, IDc, IS
Zwischenschicht d/e		IDm, IS, IF
Grundwasserleiter D	~ 400 - 380 m	IDc, IG
Zwischenschicht c/d		IDm, IS, IF
Grundwasserleiter C	~ 360 m	IG, IDc, IB, ISG

Tab. 5: Mittlere Höhenlage [m ü.NN] und wichtige Lithofazien der modellrelevanten Grundwasserleiter und Zwischenschichten im Untersuchungsgebiet.

Die Grundwasserleiter C und D bilden in weiten Bereichen einen gemeinsamen Sedimentkörper (CD-Fenster, s. Abb. 3). Stellenweise ist auch der oberflächennahe Grundwasserleiter E in diese mächtigen Sedimentkörper integriert (CDE-Fenster, DE-Fenster).

Grundwasserleiter C: Die Isobathenkarte der Basis des Grundwasserleiters C (s. Abb. 4) zeigt eine starke Gliederung in Becken und Schwellen auf. Dementsprechend weist dieser Leiter mit Mächtigkeiten von 5 - 25 m einen großen Schwankungsbereich auf.

Im zentralen Beckenbereich besteht der Grundwasserleiter C überwiegend aus Schottern und komponentengestützten Diamiktions mit den jeweiligen Übergängen (s. Tab. 3, Abb. 5). Vorrangig im basalen Bereich finden sich Blocksedimente und Geröllsande. Im südöstlichen Modellgebiet ist der Grundwasserleiter C nicht ausgebildet bzw. im Randbereich überkonsolidiert. Im Bereich von Böhringen und Überlingen am Ried liegen größtenteils komponentengestützte Diamiktions vor.

Zusammenfassend bleibt für die Sedimentkörper des Grundwasserleiters C festzuhalten, daß sie relativ großflächig verbreitet sind. Dies steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Paläorelief, wobei die Wässer (vermutlich subglaziale Schmelzwässer und subaerische Wässer), die letztlich die Sedimente dieses Grundwasserleiters schütteten, im Modellgebiet ungehindert flächenhaft auf die Geländeoberfläche (~ Molasse-Top) übertreten konnten.

Grundwasserleiter D: Im Gegensatz zum Grundwasserleiter C liegen die Sedimentkörper des Grundwasserleiters D - sofern sie nicht am Aufbau von Fensterbereichen beteiligt sind - größtenteils als isolierte Körper vor (s. Abb. 6). Diese Verteilung weist somit auf kleinräumig




ausgelegte, stark veränderte Sedimentationsbedingungen hin. Neben einer vermutlich erhöhten Beteiligung subaerischer Wässer bei der Schüttung der Sedimente des Grundwasserleiters D wird darüberhinaus eine sehr viel stärker reliefierte Geländeoberfläche während des Aufbaus dieser höherliegenden Sedimentkörper angenommen als beim Aufbau des Grundwasserleiters C. Auch sedimentpetrographisch unterscheiden sich die Sedimentkörper des Grundwasserleiters D von denen des C, da die Schotter anteilmäßig zugunsten von komponentengestützten Diamiktions stark zurücktreten (s. Tab. 3, Abb. 7).

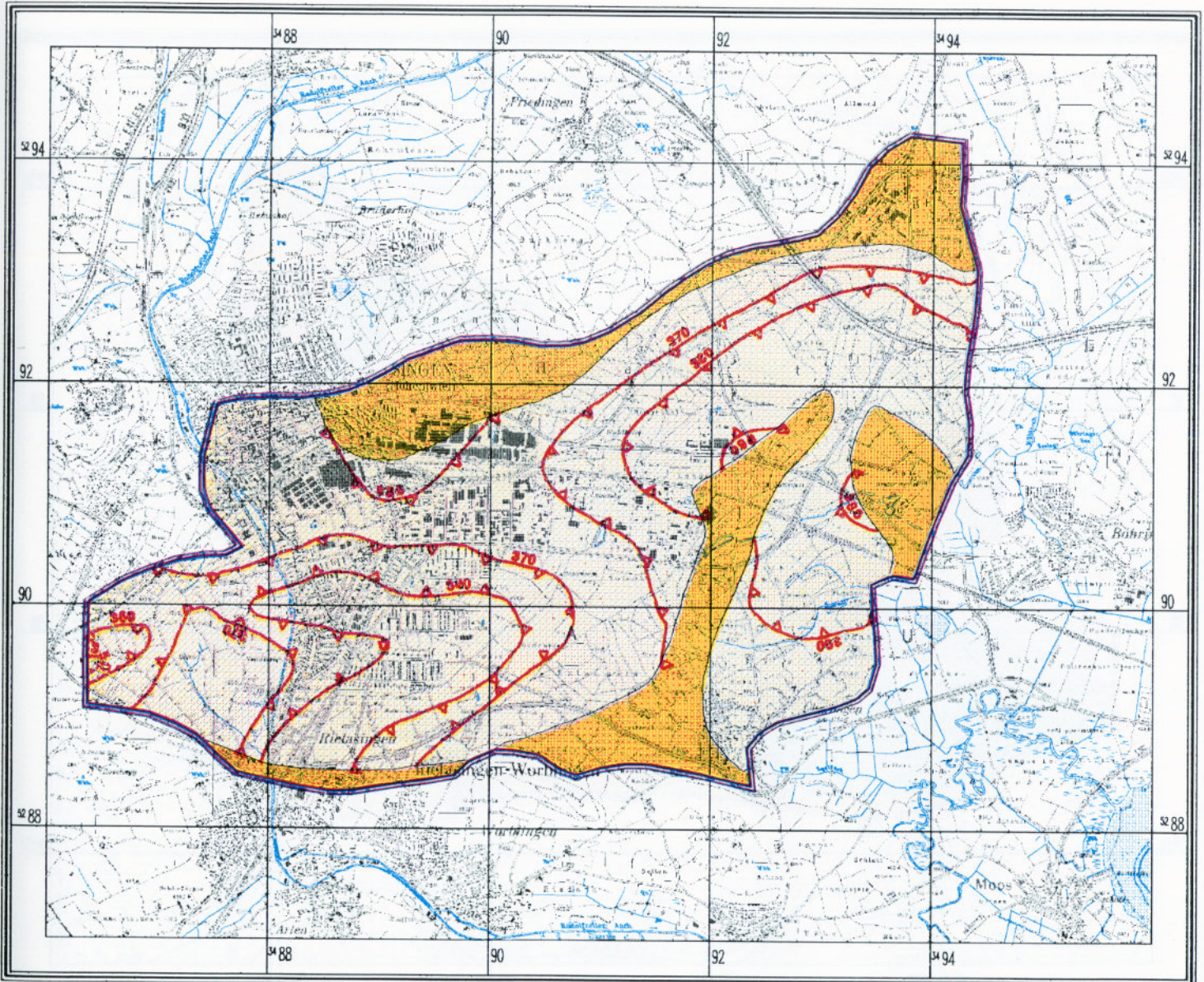
Hinsichtlich der CD/CDE-Fensterbereiche zeichnet sich für die Wässer, die die Grundwasserleiter C und D schütteten, eine mehrmalige Nutzung bestimmter Tiefenbereiche ab.

Im zentralen und westlichen Bereich des Modellgebietes ist für den Grundwasserleiter D eine verstärkte Gliederung der Mächtigkeiten zu verzeichnen. So erreicht er einerseits Mächtigkeiten von 5 - 10 m, andererseits ist er mit größeren Mächtigkeiten an dem Aufbau von Fensterbereichen beteiligt. Darüberhinaus sind entsprechend der Abb. 6 Bereiche zu erkennen, wo dieser Leiter überhaupt nicht ausgebildet ist.

Grundwasserleiter E: Die Isobathen der Basis des Grundwasserleiters E (s. Abb. 8) zeigen großräumig einen nordost-südwestgerichteten Verlauf auf. Im Gegensatz zu den anderen Grundwasserleitern tritt er über die Grenzen des Modellgebietes hinweg auf und besitzt darüberhinaus eine nahezu flächenhafte Verbreitung. Daher werden die Sedimentkörper des Grundwasserleiters E sowie der Grundwasserüberdeckung als Ablagerungen der LGM und insbesondere der LGT (s. Tab. 2) angesehen.

Zeichenerklärung

-  Grundwasserleiter C nicht ausgebildet
-  Modellgrenze
-  Isobathen [in m ü. NN]



 Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

1000 0 1000 2000 3000 m

Abb. 4: Isobathenkarte der Basis des Grundwasserleiters C.

Zeichenerklärung

- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|------------------------------|
|  | Grundwasserleiter C nicht ausgebildet |  | IDc |
|  | IG |  | IDc(kons4-kons5), IDc(u4-u5) |
|  | IG-IDc |  | Modellgrenze |

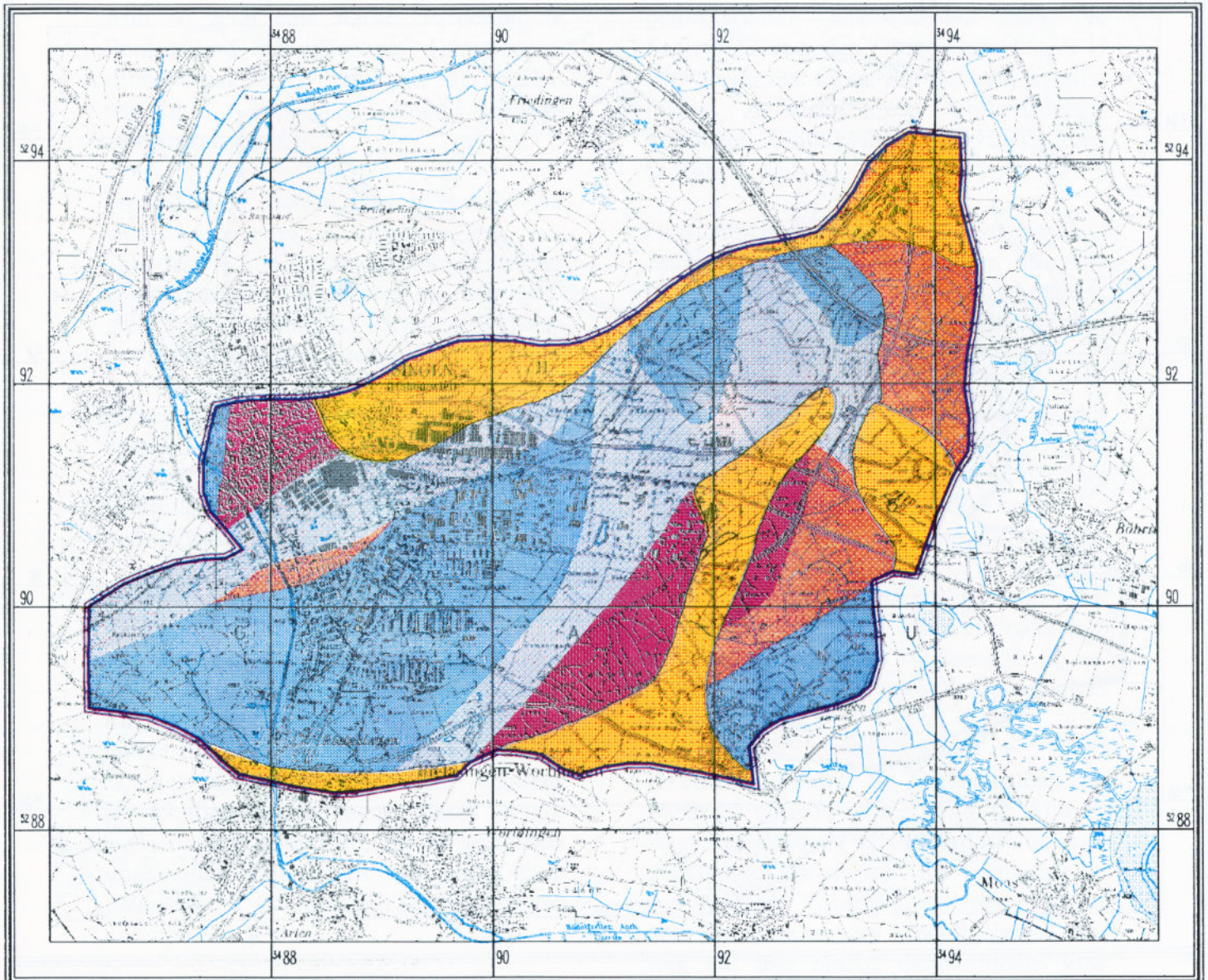




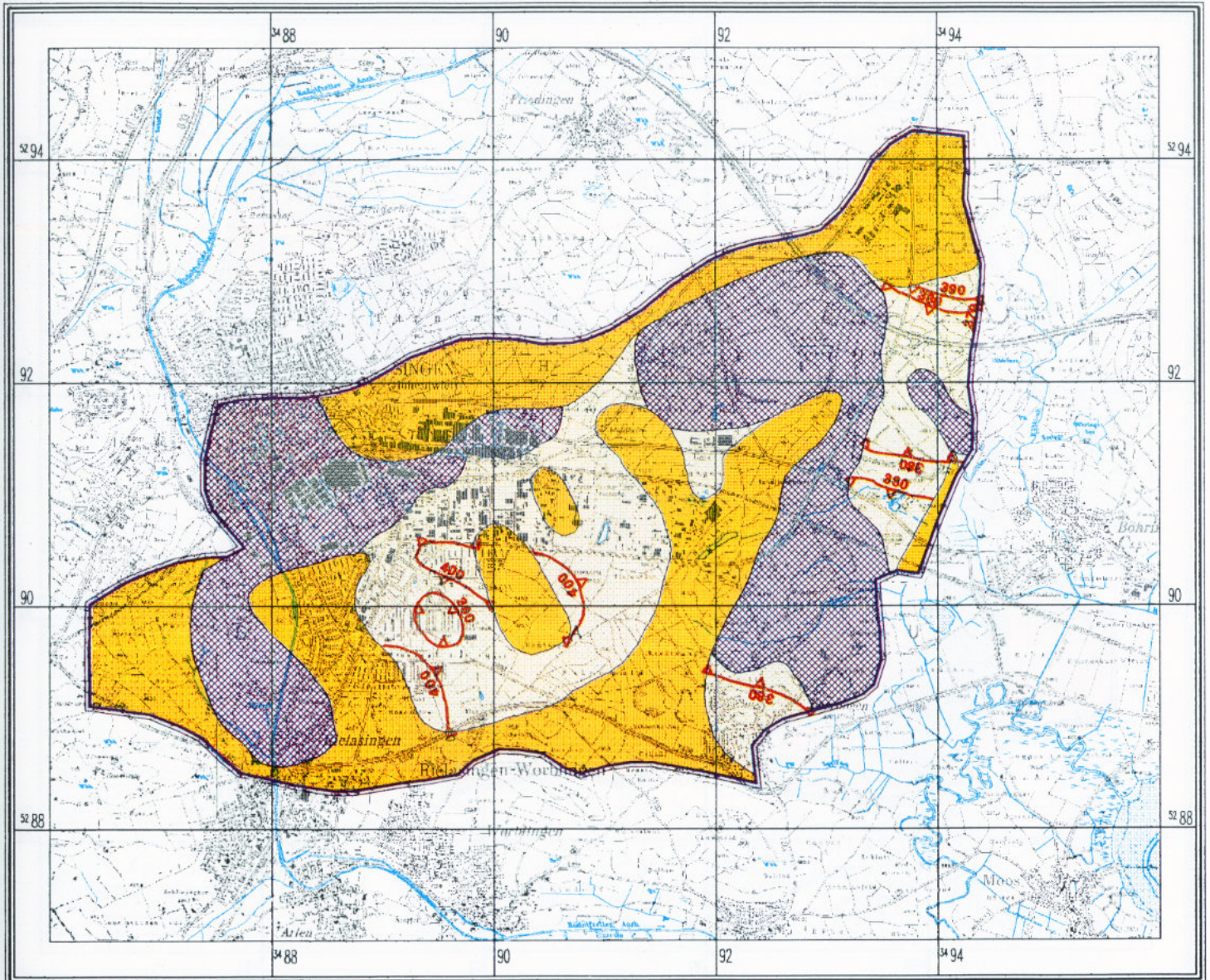


Abb. 5: Durchlässigkeitsverteilung des Grundwasserleiters C

Zeichenerklärung

-  Grundwasserleiter D nicht ausgebildet
-  Fenster CD
-  Modellgrenze
-  Isobathen [in m ü. NN]



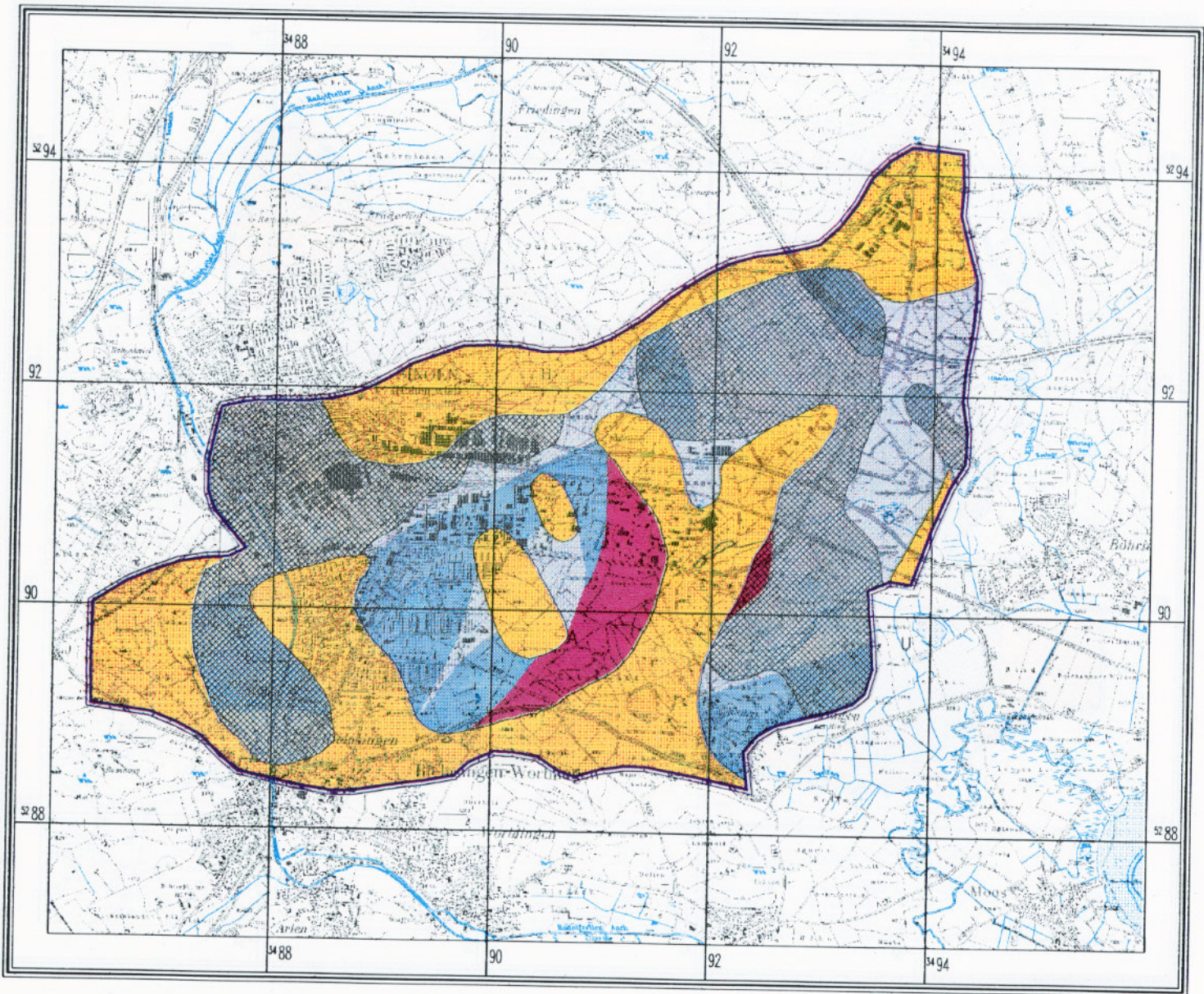
 Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

1000 0 1000 2000 3000 m

Abb. 6: Isobathenkarte der Basis des Grundwasserleiters D.

Zeichenerklärung

- | | |
|---|--|
|  Grundwasserleiter D nicht ausgebildet |  IDc(kons4-kons5), IDc(u4-u5) |
|  IG |  Modellgrenze |
|  IG-IDc |  Hydraulisches Fenster |



 **GLA** Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

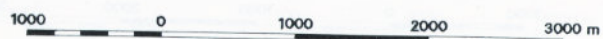
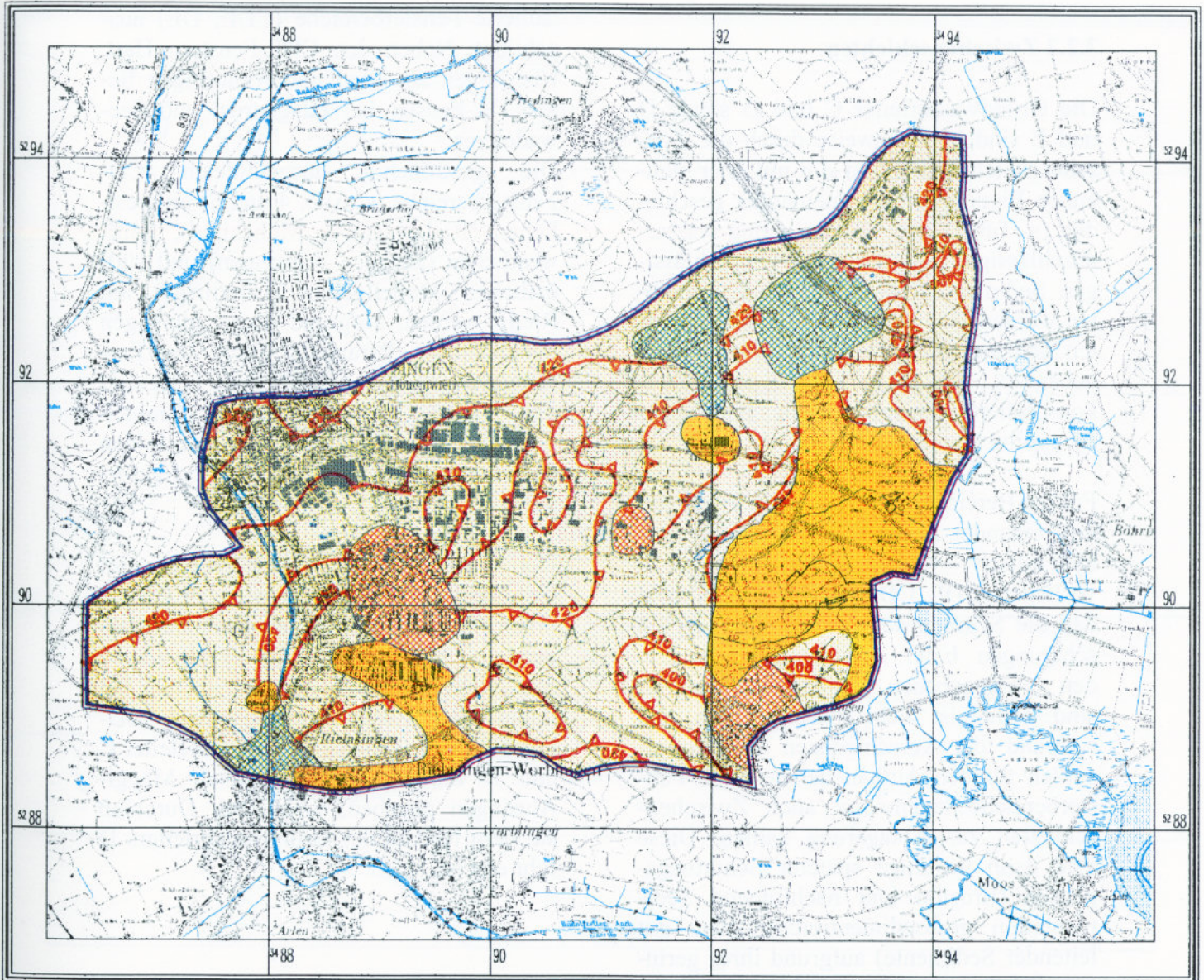


Abb. 7: Durchlässigkeitsverteilung des Grundwasserleiters D.

Zeichenerklärung

- Grundwasserleiter E nicht ausgebildet
- Fenster DE
- Fenster CDE
- Modellgrenze
- Isobathen [in m ü. NN]



GLA Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg



Abb. 8: Isobathenkarte der Basis des Grundwasserleiters E.

Sedimentpetrographisch wird dieser größtenteils 10 bis 20 m mächtige Grundwasserleiter überwiegend aus Schottern und komponentengestützten Diamiktos aufgebaut (s. Tab. 3; Abb. 9). Untergeordnet treten Bereiche auf, wo dieser Leiter entweder nicht ausgebildet ist oder aber trocken liegt. Kleinflächig bilden Sande den Grundwasserleiter E.

3.2.2 Zwischenschichten

Die Grundwasserleiter C und D sowie D und E sind bereichsweise durch die Zwischenschichten c/d und d/e mit eher stauenden Eigenschaften voneinander geschieden (s. Tab. 1 und 5). Die gering wasserdurchlässigen bzw. praktisch undurchlässigen Sedimentkörper der Zwischenschichten werden überwiegend von Feinsedimenten und matrixgestützten Diamiktos aufgebaut (s. Tab. 3), z.T. sind auch überkonsolidierte Sedimente in den Zwischenschichten enthalten.

Für die Bereiche, wo die Grundwasserleiter untereinander in Verbindung stehen, also hydraulisch wirksame Fensterbereiche vorliegen (CDE, CD, DE), ist anzunehmen, daß die Schmelzwässer mehrerer Vergletscherungen bzw. Abschmelzphasen z.T. den vorgegebenen Tiefenlinien gefolgt sind. Daher ist nicht auszuschließen, daß während der verschiedenen Schüttungszyklen für den Aufbau der heutigen Fensterbereiche lagenweise auch Zwischenschichten zur Ablagerung kamen. Diese sind dann im Zuge späterer Schüttungsphasen (Erosion und nachfolgend Sedimentation grobsedimentreicher, also gut leitender Sedimente) aufgrund ihres geringen Erhaltungsgrades wieder ausgeräumt worden (Hiaten).







3.2.3 Hydraulisch wirksame Fensterbereiche

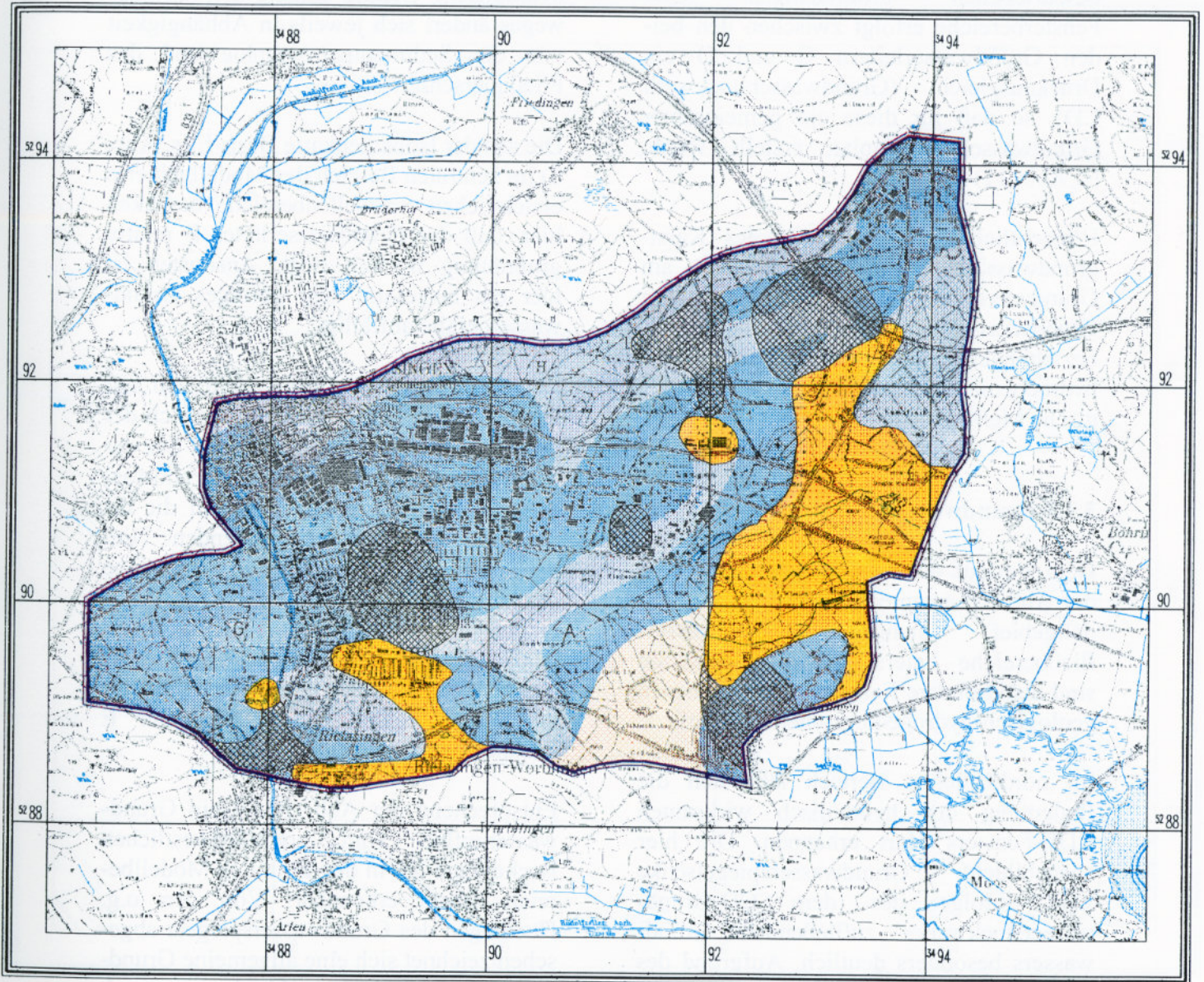
Große Bereiche des Modellgebietes werden von Sedimentkörpern guter Durchlässigkeit eingenommen. Auf dem Niveau der Grundwasserleiter C und D hängen diese großflächig ausgebildeten Fensterbereiche strangförmig zusammen. Mit dem Grundwasserleiter E sind nur kleinflächige und isolierte Fensterbereiche (CDE, DE) ausgebildet. Neben den CDE-Fenstern Hart, Überlingen am Ried und Rielasingen liegen DE-Fenster bei Langenried und Seewadel vor.


Die großflächig ausgebildeten CD-Fensterbereiche (s. Abb. 4 und 6) im westlichen (Rielasingen - Münchried), nordwestlichen (Maggi - Alusingen) und südöstlichen Modellgebiet (Überlingen am Ried) werden aufgrund ihrer günstigen hydraulischen Parameter durch die Fassungsanlagen der öffentlichen Trinkwasser- sowie der privaten Brauchwasserversorgung erschlossen. Sie bilden den Hauptspeicherraum für das dort geförderte Grundwasser.

Der nordöstliche CD-Fensterbereich im Gewann Hart ist über einen engen Durchbruch mit dem südlich gelegenen Fensterbereich Überlingen am Ried direkt verbunden. Nach Westsüdwest hin ist nur ein mittelbarer Zusammenhang des CD-Fensters Hart über die Grundwasserleiter C und D mit dem Fensterbereich Maggi-Alusingen gegeben, wobei der Durchlaß auf dem Niveau des Grundwasserleiters D sehr eng ist.

Zeichenerklärung

- | | | | |
|---|--|---|-----------------------|
|  | Grundwasserleiter E nicht ausgebildet bzw. trocken |  | IS |
|  | IG |  | Modellgrenze |
|  | IG-IDc |  | Hydraulisches Fenster |



 Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

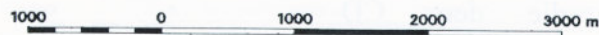


Abb. 9: Durchlässigkeitsverteilung des Grundwasserleiters E.

3.3 Grundwasserfließverhältnisse

Die Grundwasserfließverhältnisse innerhalb der quartären Grundwasserleiter C, D und E lassen sich direkt aus den Grundwassergleichenplänen ableiten. Diese beruhen auf mehreren Stichtagsmessungen. In den Abb. 10 und 11 sind die Messungen von August 1993 dargestellt. Aufgrund der beschriebenen großflächigen CD-Fensterbereiche erfolgt zwischen den beiden Grundwasserleitern C und D ein Druckausgleich (Grundwasserstockwerk CD), so daß für diese ein gemeinsamer Grundwassergleichenplan erstellt wurde (s. Abb. 11).

Hinsichtlich der Beteiligung des Karstgrundwassers aus dem Oberjura am Grundwasserhaushalt der quartären Grundwasserleiter und ihrer Wechselbeziehungen wurden geohydraulische, hydrochemische und isotopenhydrologische Meßergebnisse herangezogen.

3.3.1 Grundwasserstockwerk E

Dem Verlauf der Grundwassergleichen in der Abb. 10 entsprechend können im Modellgebiet mehrere Grundwasserfließbereiche unterschieden werden. Sie sind insbesondere Folge des beschriebenen geologisch-hydrogeologischen Aufbaus.

Im nordöstlichen Bereich läßt sich die Bedeutung des hydraulisch wirksamen CDE-Fensters Hart erkennen. Die hier ausgebildete Grundwasserspiegelsenke wird infolge des dem CD-Grundwasserstockwerks zufließenden Grundwassers besonders deutlich. Aufgrund des relativ kleinen Einzugsgebietes dieses Fensterbereiches sind keine großen Grundwassermengen, die dem CD-Stockwerk zuströmen, zu erwarten.

Die früher angenommene direkte hydraulische Verbindung dieses Fensters nach

Südosten in Richtung Böhlinger Becken kann anhand der darin gemessenen Grundwasserspiegelhöhen ausgeschlossen werden.







Im südsüdöstlichen Raum wird eine Grundwasserfließrichtung aus dem zentralen Bereich des Modellgebietes in Richtung Überlingen am Ried deutlich. Das hydraulische Gefälle entlang dieses Fließweges ändert sich jeweils in Abhängigkeit von der Sedimentpetrographie und des Fließquerschnittes.

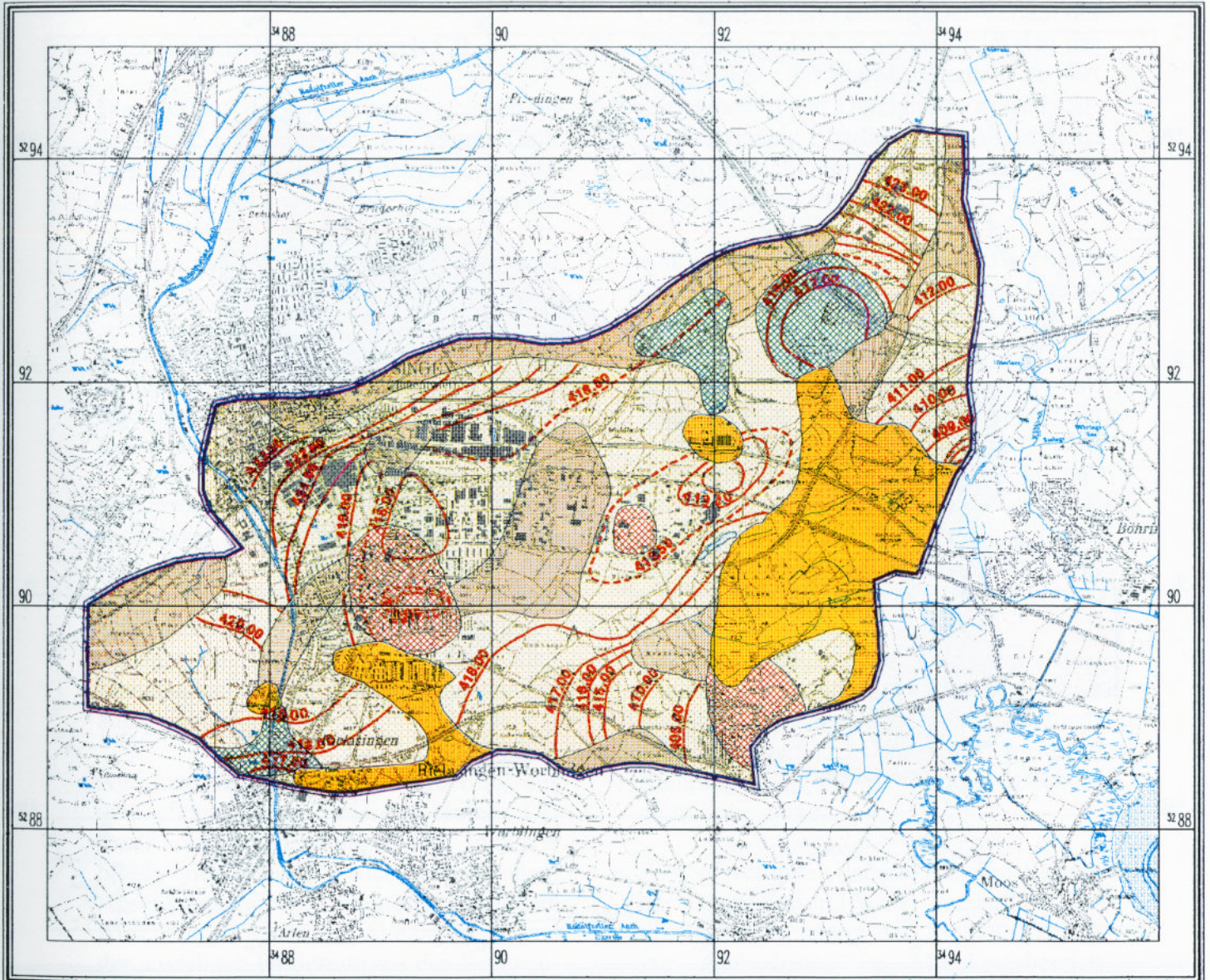
Die aus der Isobathenkarte Basis E (s. Abb. 8) im zentralen Bereich des Modellgebietes ersichtlichen Schwellenbereiche bewirken hier, daß der Grundwasserleiter E relativ großräumig trocken liegt. Ansonsten ist hier ein insgesamt sehr geringes Grundwassergefälle auffällig.


Für das Grundwasserfließsystem von nur lokaler Bedeutung sind die im Bereich der heutigen Altlasten Langenried und Seewald erkennbaren Hochlagen des Grundwasserspiegels. Diese Hochs sind auf die direkt auf die Altlasten fallenden Niederschläge zurückzuführen, da die Anlage der ehemaligen Deponien in nach unten dichte Geländesenken (Eiszerfallslandschaft) erfolgte und damit kein direkter Anschluß der hier auftretenden Müllsickerwässer an den Grundwasserleiter E anzunehmen ist.

Entsprechend der Abb. 10 ist ein Grundwasserzufluß vom nordnordwestlichen Beckenrand her in den zentralen Modellbereich hinein erkennbar. Von den o.g. Hochlagen des Grundwasserspiegels abgesehen zeichnet sich eine allgemeine Grundwasserfließrichtung von Nordwesten nach Südosten ab.

Zeichenerklärung

- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|----------------------------------|
|  | Grundwasserleiter E nicht ausgebildet |  | Fenster CDE |
|  | trockene Bereiche |  | Modellgrenze |
|  | Fenster DE |  | Grundwassergleichen [in m ü. NN] |








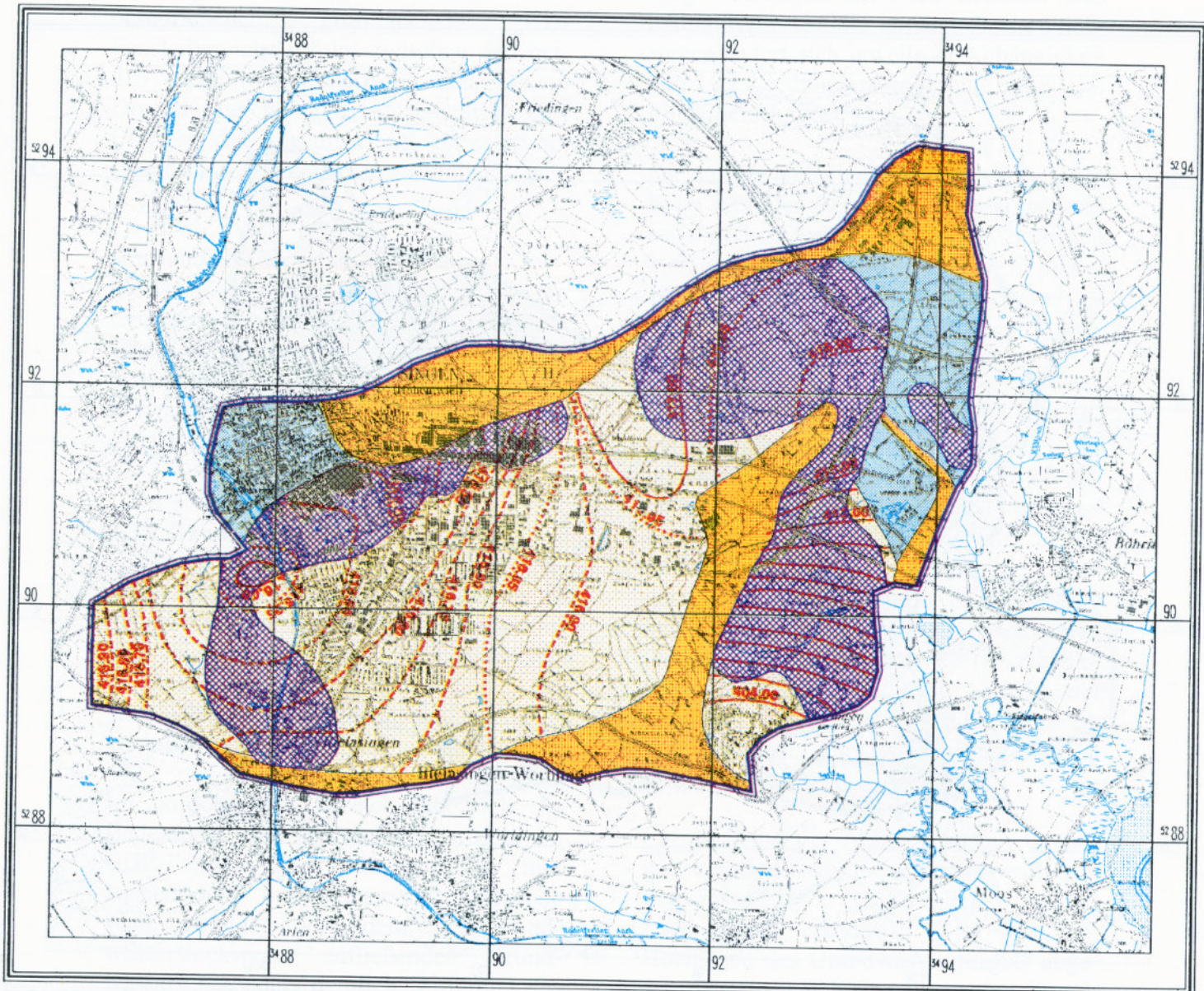
 Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

1000 0 1000 2000 3000 m

Abb. 10: Grundwassergleichenplan des Grundwasserstockwerks E (August 1993).

Zeichenerklärung

-  Grundwasserleiter C nicht ausgebildet
-  Fenster CD
-  Schwelle mit geringem Kf-Wert
-  Modellgrenze
-  Grundwassergleichen [in m ü. NN]



 Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

1000 0 1000 2000 3000 m

Abb. 11: Grundwassergleichenplan des Grundwasserstockwerks CD (August 1993):

Der Verlauf der Grundwassergleichen im westlichen Teil des Modellgebietes wird zum einen geprägt durch die Grundwasseranreicherung mittels Aach-Uferfiltrats, zum anderen durch den Abfluß aus dem Grundwasserleiter E teils über bzw. in das hydraulisch wirksame CDE-Fenster bei Rielasingen, teils in die Aach als Vorfluter.

3.3.2 Grundwasserstockwerk CD

Der Verlauf der Grundwassergleichen in der Abb. 11 zeigt, daß der zentrale und westliche Raum des Modellgebietes von einem Absenkungstrichter eingenommen wird, dessen Absenkungstiefpunkt im Bereich der Fassungsanlagen Münchried liegt.

Vom Rande dieses Absenkungstrichters her bis in den Nahbereich der Brunnenanlage liegt der Absenkungsbetrag im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, so daß sich hier ein relativ geringes hydraulisches Gefälle ergibt. Im Nahbereich der Brunnenanlage Münchried dagegen versteilt sich der Absenkungstrichter, die Absenkungsbeträge liegen nunmehr im Meterbereich. Diese Form des Absenkungstrichters dürfte auf den verstärkten Karstwasserzufluß im Bereich der Fassung zurückzuführen sein.

Aufgrund der Grundwasserförderung aus dem gleichen Grundwasserstockwerk CD durch die Brunnenanlagen der Industrie bilden sich innerhalb des großräumigen Absenkungstrichters kleinere, sekundäre Absenkungstrichter. In Abhängigkeit von der jeweiligen Förderrate aus den Brunnenanlagen variiert die Größe dieser sekundären Trichter.

Die Hauptfließrichtungen in diesem Teil des zentralen und westlichen Modellgebietes sind dementsprechend auf das Zentrum des Hauptabsenkungstrichters

ausgerichtet. Lokal werden diese Fließrichtungen jedoch von den Sekundär-entnahmen beeinflusst.

Der östliche Bereich des Modellgebietes wird von dem zentralen und westlichen Teilgebiet hydraulisch durch eine Grundwasserscheide im Bereich des Gewanns Waldheim bzw. im westlichen Bereich des CD-Fensters Hart getrennt. Der Verlauf der Grundwassergleichen verdeutlicht, daß das Grundwasser aus dem Fensterbereich Hart über einen engen Durchbruch in den CD-Fensterbereich Überlingen am Ried nach Süden in Richtung der Tiefbrunnen Überlingen am Ried abströmt.

Auf dieser Fließstrecke - von Hart nach Überlingen am Ried - wird das Druckpotential von rd. 417 m ü.NN auf rd. 404 m ü.NN abgebaut. Wie aus dem Grundwassergleichenplan für den Grundwasserleiter E zu entnehmen ist, liegt im Bereich der o. g. Tiefbrunnen ein hydraulisch wirksames DE-Fenster vor, so daß sich hier das Grundwasser des Leiters E aus dem zentralen Modellbereich mit dem des Grundwasserstockwerks CD aus dem CD-Fenster Überlingen am Ried mischt.

Aufgrund des sedimentpetrographischen Aufbaus des östlichen Modellrandgebietes ist ein nennenswerter Abfluß von Grundwasser aus dem CD-Fensterbereich Hart in Richtung Südosten (Böhringer Becken) nicht anzunehmen.

Es wird vermutet, daß die aus dem Verlauf der Grundwassergleichen ersichtliche hydraulische Trennung des Modellbereiches zur Aachtalrinne im Mündungsbereich dieser Rinne ebenfalls durch den sedimentpetrographischen Aufbau verursacht wird.

3.3.3 Karstgrundwasserstockwerk des Oberjura

Hydrochemische und isopenhydrologische Untersuchungen im Bereich des Singener Beckenkomplexes ergaben einen Zustrom von qualitativ hochwertigen Karstgrundwässern in die quartären Grundwasserleiter C und D bzw. die CD-Fensterbereiche.

Anhand der Ergebnisse von isopenhydrologischen Untersuchungen an unterschiedlichen Grundwässern (v. a. ^3H , ^{18}O) erfolgt die Karstgrundwasserspende durch die Molasse hindurch zum einen flächenhaft über die gesamte Quartärbasis des Beckenbereiches hinweg, zum anderen ist im westlichen Bereich des Modellgebietes ein verstärkter, lokaler Zustrom an Karstwässern zu verzeichnen (Brunnengruppe Münchried).

Während für die flächenhafte, diffuse Karstgrundwasserspende ein Mindestwert von 10 - 12 l/s angenommen wird, konnte für den lokal ausgerichteten Karstwasserzustrom bei Münchried ein Wert von ca. 30 - 40 l/s ermittelt werden. Der bisher angenommene Karstwasserzustrom von durchschnittlich 15 l/s im Bereich der Brunnen Firma Maggi [2] mußte aufgrund der isopenhydrologischen Ergebnisse, die ein sehr junges Alter (< 40 Jahre) der ursprünglich als Karstwasser gedeuteten Grundwässer ergaben, verworfen werden. Somit liegt insgesamt eine Karstgrundwasserspende von ca. 40 - 55 l/s an die quartären, tieferen Grundwasserleiter vor.

4. Ausblick

Als bedeutendes Trinkwasser Reservoir Süddeutschlands ist die Kenntnis über die Beckengenese, Beckenstratigraphie und den Aufbau der Beckenfüllung von enormer Relevanz.

Der hier vorgestellte Aufbau der Beckenfüllung stellt aus quartärgeologischer Sicht ein erstes Zwischenergebnis dar, da lediglich gering durchlässige bzw. praktisch undurchlässige Sedimente von gut bis hoch durchlässigen Sedimenten unterschieden wurden.

Untersuchungen über eventuelle Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich des stark inhomogenen Aufbaus der Beckenfüllung - mit entsprechenden Konsequenzen für das Grundwasserfließsystem - sind derzeit mittels einer Beckenfaziesanalyse (regionales Faziesmodell) im Hinblick auf eine paläogeographische Synthese in Arbeit.

5. Literatur

- [1] SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 10: 79 - 104, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- [2] KOZIOROWSKY, G. (1986): Hydrogeologische Untersuchungen im Singener Becken (Hegau / Südwestdeutschland). - Diss. Univ. Tübingen: 209 S., 69 Abb., 20 Tab., Anhang; Tübingen.
- [3] SCHREINER, A. (1992): Geologische Karte 1:50000 von Baden-Württemberg - Erläuterungen zu Blatt Hegau und westl. Bodensee. - 290 S., 11 Taf., 7 Beil., 1 Kt.; Freiburg i. Br. / Stuttgart.
- [9] ELLWANGER, D.; BIBUS, E.; BLUDAU, W.; KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): XI. Baden-Württemberg. - In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. - 255 - 295, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin / Stuttgart.
- [8] SYMBOLSCHLÜSSEL (1995): Symbolschlüssel Geologie (Teil I) und Bodenkunde Baden-Württemberg. - Informationen geol. Landesamt Baden-Württ., 5: 67 S., 1 Tab.; -Freiburg i. Br.
- [4] PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. - Bd. 1 - 3, 1199 S., 136 Abb., 30 Taf., 19 Ktn.; Leipzig.
- [5] SCHÄFER, I. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung - 1:50000. - Bayer. geol. Landesamt; München.
- [6] EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. - 427 S., 19 Abb., 3 Taf.; Augsburg.
- [7] SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). - Geol. Jb., A 59: 3-64, 9 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- [10] BIBUS, E.; BLUDAU, W.; ELLWANGER, D.; FROMM, K., KÖSEL, M. & SCHREINER, A. (1996): On Pre-Würm glacial and interglacial deposits in the Rhine Glacier (South Germany Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg). - In: Turner, Ch. (ed.): The early Middle Pleistocene in Europe - SEQS Cromer Symp. Norwich/United Kingdom, 3. - 7. Sept. 1990: 195 - 204, 6 Fig., 1 Tab.; Rotterdam/Brookfield.
- [11] GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. - Diss. ETH Zürich, Nr. 10205: 151 S., 120 Abb., 16 Tab., 8 Farbtaf., Anhang; Zürich.
- [12] ELLWANGER, D. & FIEBIG, M. (1995): Riß-Würm-Komplex - a multiple cycle stratigraphic element, used in the Bodensee-area. - Abstract, IGCP 378 Tagung vom 02. - 06.10.1995 in Lugano; Freiburg i. Br.
- [13] FIEBIG, M. (1995): Pleistozäne Ablagerungen im süddeutschen und im neuseeländischen Alpenvorland - ein Vergleich. - Diss. Univ. Freiburg i. Br.: 122 S., 24 Abb., 66 Fot., 105 Tab., 1 Beil.; Freiburg i. Br.
- [14] SCHLÜCHTER, CH. (1995): Circumalpine Quaternary Correlations. - IGCP 378 makes it happen. - Terra Nostra Alfred - Wegener - Stiftung 2/95: 244 S.; Bonn.
- [15] DREIMANIS, A. (1989): Tills: Their genetic terminology and classification. - In: GOLDTHWAIT, R. P. &

- MATSCH, C. L. (eds.): Genetic Classification of Glacigenic Deposits. - 17 - 83, 8 Fig., 14 Tab., App.; Rotterdam.
- [16] NYE, J. F. (1952): The mechanics of glacier flow. - Journ. Glaciol. 2: 82 - 93; Cambridge.
- [17] NYE, J. F. (1953): The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. - Proceedings Royal Society, Ser. A, Vol. 219, No. 1139: 477 - 489; London.
- [18] NYE, J. F. (1976): Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. - Journal of Glaciology 17: 181 - 207; Cambridge.
- [19] NYE, J. F. & FRANK, F. C. (1973): Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. - In: Symposium on the Hydrology of Glaciers (Proceedings of the Cambridge Symposium, 7 - 13 September 1969). - International Association of Scientific Hydrology Publication 95: 157 - 161; Cambridge.
- [20] BJÖRNSSON, H. (1992): Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. - Annals of Glaciology 16: 95 - 106; Cambridge.
- [21] ELLWANGER, D. & SZENKLER, CH. (1995): Regionale Lithofazies-Tabelle Ober-schwaben / Hegau. - Intern. Aufst.; Freiburg i. Br.

Hydrogeologie der Lockergesteinsfüllung im Oberrheingebiet im Bereich Karlsruhe

RALPH WATZEL *

Zusammenfassung: Die pliozäne und quartäre Lockergesteinsfüllung des Oberrheingrabens im Raum Karlsruhe wird geologisch und hydrogeologisch beschrieben. In weiten Teilen dieses Raums sind ein Unterer und Oberer Pliozäner, ein Altquartärer und zwei jungquartäre Grundwasserleiter ausgebildet. Bereichsweise werden die jungquartären Grundwasserleiter Oberes und Mittleres Kieslager zusammengefaßt. Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenfolge reicht von etwa 100 m im Süden bis über 300 m im Norden. Die Grundwasserleiter in den jungquartären Schichten sind die ergiebigsten Grundwasservorkommen der Region. Sie werden intensiv für die öffentliche und private Wasserversorgung genutzt. Die Grundwasserfließverhältnisse sind in allen Grundwasserleitern ähnlich ausgebildet. Das Grundwasser fließt generell vom Randgebirge in nordwestliche Richtung auf den Rhein zu. Der obere Grundwasserleiter ist weitgehend ungespannt, die tieferen Grundwasserleiter sind gespannt. Der Grundwasserleiter Oberes Kieslager weist Transmissivitäten zwischen 100 und $400 \cdot 10^{-4}$ [m^2/s] auf. In den tieferen Grundwasserleitern liegen die Transmissivitäten meist unter $100 \cdot 10^{-4}$ [m^2/s]. Die Grundwasserleiter werden im wesentlichen durch Neubildung aus dem Niederschlag, infiltrierendes Oberflächenwasser und Zuströme aus dem Randgebirge gespeist. Die größten Austräge von Grundwasser geschehen durch Drainage des Rheins und seiner Nebenflüsse in der Rheinniederung und Grundwasserentnahmen. Die Grundwässer gehören meist einem Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Typ an, der in tieferen Grundwasserleitern durch Ionenaustausch in einen Natrium-Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Typ übergeht. Im oberflächennahen Grundwasser ist die geogene Mineralisierung häufig durch anthropogene Beeinflussungen überlagert. Isotopenuntersuchungen zeigen, daß die mittleren Verweilzeiten der Grundwässer von wenigen Jahren im Grundwasserleiter Oberes Kieslager bis über 1000 Jahre in den tieferen Grundwasserleitern zunehmen. Im nördlichen Bereich des Grabeninneren weisen die Grundwässer unter den jungquartären Schichten auch pleistozäne Komponenten auf.

* Anschrift des Autors: Dr. Ralph Watzel, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i.Br.

1. Einleitung

Der hier beschriebene Abschnitt im baden-württembergischen Teil des Oberrheingrabens umfaßt weitgehend den Anteil des Landkreises Karlsruhe, der in der Oberrheinebene liegt. Er erstreckt sich von einer Linie Speyer-St. Leon-Bad Mingolsheim im Norden bis zur Linie Au a. Rh.-Durmersheim-Malsch im Süden über eine Fläche von rd. 630 km². Das Gebiet wird im Westen vom Rhein und im Osten vom Randgebirge des Kraichgaus bzw. des Nordschwarzwalds begrenzt. Es gliedert sich morphologisch in die parallel zum Rhein verlaufenden naturräumlichen Einheiten der Rheinniederung, der Niederterrasse, der Kinzig-Murg-Rinne und der Randgebirge.

Im mittleren Teil des Oberrheingrabens herrscht trockenwarmes Klima der gemäßigten Breiten vor. Die Luft weist eine mittlere Jahrestemperatur von etwa 10°C auf. Die maximalen Monatsmittelwerte werden im Juli mit über 20°C erreicht. Daraus resultieren teilweise recht hohe Evapotranspirationswerte. In der Jahressumme können sie bis zu 500 mm reichen. Die Jahressummen des Niederschlags liegen im südlichen Teil des Grabenbereichs bei etwa 750 mm, im nördlichen Teil nehmen sie bis auf etwa 600 mm ab. An der Grenze zum Nordschwarzwald im Südosten erreichen sie Spitzenwerte bis etwa 850 mm. Im Winterhalbjahr fallen rund 40 % der Niederschläge, im Sommerhalbjahr rund 60 %.

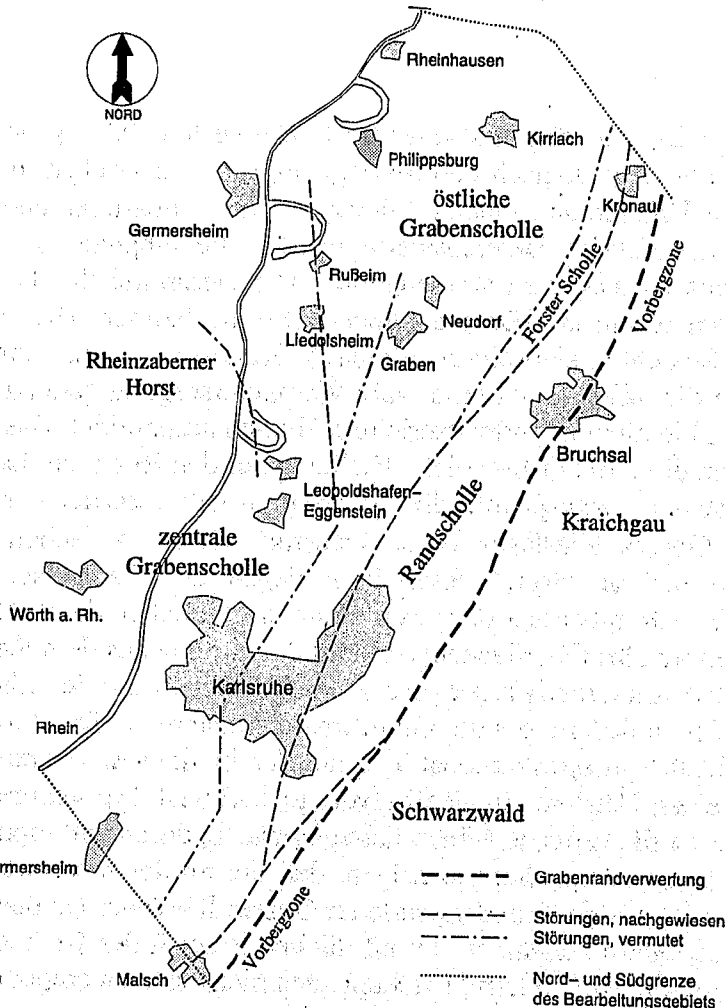


Abb. 1: Lage und geologisch-tektonische Gliederung des Gebiets.

Bedeutende Grundwasservorkommen für öffentliche und private Wasserversorgungen sind im gesamten Oberrheingraben im wesentlichen an die Kiese und Sande der quartären und pliozänen Grabenfüllung gebunden. Aus diesem Grund wurden die hydrogeologischen Verhältnisse der Lockergesteinsfüllung im Raum Karlsruhe in den 80er Jahren näher untersucht [1]. Die Region ist mit einer Vielzahl konkurrierender Nutzungsinteressen (Wasser-, Forst- und Landwirtschaft, Rohstoffsicherung sowie intensive Flächennutzung durch Siedlung, Industrie und Verkehr) und damit verbundener komplexer Raumplanungsprobleme konfrontiert. Dies erfordert sowohl genaue Kenntnisse der (hydro)geologischen Verhältnisse als auch deren Dokumentation in fortschreibungsfähigen Planungsunterlagen.

2. Geologie

Die Einsenkung des Oberrheingrabens begann im Alttertiär (Obereozän) vor etwa 40-35 Mio. Jahren und dauert noch heute an. Während des Quartärs senkte sich der östliche Teil des Grabens weiter ab.

Die Verbindung des Grabenbereichs nördlich des Kaiserstuhls mit dem Rhein-Aare-Flußsystem aus den Alpen erfolgte erst während des jüngeren Pliozäns und des Altpleistozäns [2, 3]. Danach wurden überwiegend kalkhaltige Klastika sedimentiert, die zur Gliederung herangezogen werden. Mit diesem Wechsel war ebenfalls ein deutlicher Umschlag im Schwermineralspektrum der klastischen Sedimente verbunden. Schon vor dem Pleistozän gab es eine rhythmische Abfolge von gröber und feiner klastischen Sedimenten. Während der Eiszeiten werden die grobkörnigen Sedimentpakete den Kaltzeiten und die geringermächtigen, feinkörnigen Schichten den Warmzeiten zugeordnet. Die Umlagerung von Kiesen und Sanden des Pleistozäns, die Ablagerung von Flugsan-

den und die Bodenbildung auf den Kiesterassen erfolgte im Holozän. Ebenfalls holozänzeitlich sind die schluffig-tonigen und torfigen Ablagerungen des Kinzig-Murg-Flusses entlang des Gebirgsrandes.

Der Oberrheingraben läßt sich geologisch-tektonisch in verschiedene Bruchschollen gliedern, die eine unterschiedliche Lockergesteinsabfolge aufweisen. Im Raum Karlsruhe lassen sich vom Rhein im Westen zum Kraichgau bzw. Nordschwarzwald im Osten folgende Einheiten unterscheiden: die zentrale Grabenscholle, die östliche Grabenscholle, die Randscholle mit Vorbergzone und das Randgebirge (Schwarzwald, Kraichgau). Bei den Störungen handelt es sich meist um einfache oder schräge Abschiebungen. Nach [4] sind es synsedimentäre Störungen in Bezug auf die Kiesablagerung. Im Bereich der zentralen und östlichen Grabenscholle weist die Lockergesteinsfüllung Mächtigkeiten von etwa 100 m im Süden bis über 300 m im Norden auf. Hier lagert überall teilweise mächtiges Quartär auf Pliozän. Als Randscholle wird das dem Gebirgsrand bzw. der Vorbergzone vorgelagerte Schollenmosaik bezeichnet. Quartär und Pliozän weisen geringe und teilweise stark wechselnde Mächtigkeiten auf. Südlich von Durlach ist eine Vorbergzone ausgebildet. Die pliozänen Sande und alttertiären Mergel sind meist von Hangabschwemmungen überdeckt. Bei Bruchsal-Ubstadt bilden die tertiären Schichten des Oligozäns und Aquitans eine schmale Vorbergzone. Das Randgebirge besteht nördlich von Bruchsal aus Gesteinen des unteren Juras und des Keupers. Im Muldentiefsten der Kraichgaumulde stehen die stratigraphisch höchsten Schichtglieder an. Hier besteht auch nur ein geringer Höhenunterschied zwischen der Rheinebene und dem Randgebirge. Zwischen Bruchsal und etwa Durlach stehen die Schichten des Muschelkalks an, südlich davon folgen die Schichten des Buntsandsteins.

Das Pliozän besteht aus einer kalkfreien

Schichtenfolge von Sanden, Schluffen und Tonen mit eingeschalteten Kies- und Tonlagen. Die Mächtigkeit hängt stark von der Tektonik ab. Hohe Mächtigkeiten treten in der Grabenscholle im Norden auf. In Horststrukturen fehlt das Pliozän zum Teil vollständig. Nach [5] lassen sich bei vollständigem Pliozänprofil drei Zyklen unterscheiden. Ein basales Pliozän I mit liegenden, bis 70 m mächtigen Kiesen und hangenden, bis 30 m mächtigen Tonen und Schluffen. Ein überwiegend sandiges, 20-30 m mächtiges Pliozän II mit abschließenden Ton-Schluff-Lagen und ein etwa 20 m mächtiges Pliozän III mit ebenfalls hangenden Ton-Schluff-Lagen.

Das Altquartär besteht vorwiegend aus kalkhaltigen Sanden, Schluffen und Tonen. An der Basis und im Norden treten verstärkt Grobsande und Kiese auf. Teilweise handelt es sich dabei auch um umgelagertes Pliozän. Die Grenze zwischen Altquartär und Pliozän ist nicht immer eindeutig. Ähnlich der pliozänen Gliederung unterscheidet [5] zwei altquartäre Zyklen im Bereich der zentralen Grabenscholle. Die Mächtigkeit des gesamten Altquartärs nimmt von etwa 30 m nördlich des Stadtbereichs Karlsruhe auf über 100 m an der nördlichen Kreisgrenze zu.

Nach den Arbeiten von [5, 6] wurde eine generelle Schichtenbeschreibung der jung- und altquartären Lockergesteine im Oberrheingraben gebräuchlich. Sie gliedert sich in:

- Flugsandbedeckungen und Bodenbildungen
- holozänes Oberes Kieslager (Umlagerungen)
- pleistozänes Oberes Kieslager (OKL)
- Oberer Zwischenhorizont (OZH)
- Mittleres Kieslager (MKL)
- Unterer Zwischenhorizont (UZH)
- Unteres Kieslager (UKL)
- Altquartär

Neuere Untersuchungen auf der Grundlage

erheblich höherer Datendichte [1, 7] und palynologischer Arbeiten [8] zeigen, daß es sich bei den feinkörnigen Zwischenhorizonten des Jungquartärs nicht um weit und vollständig verbreitete Schichtglieder handelt. Im Raum Karlsruhe ergeben sich Abweichungen von der generellen Gliederung nach [5]. In Bezug auf die quartären Kies- und Sandablagerungen ist hier ein Schwellenbereich (Rastatt-Karlsruher Schwelle) mit reduzierter Sedimentmächtigkeit ausgebildet, der nach Süden und Norden in Beckenbereiche mit erheblich größeren Mächtigkeiten übergeht. Im Süden ist dies die Unzhurster Kiessenke, im Norden die Kiessenke von St. Leon-Rot [7]. Im nördlichen Teil des Landkreises Karlsruhe ist der OZH nahezu vollständig verbreitet und weist Mächtigkeiten bis über 20 m auf. Die Kiesmächtigkeiten über dem OZH reichen bis über 30 m. Das OKL wird hier nochmals durch eine horizontbeständige Sandlage in 10-15 m Tiefe zweigeteilt. Im südlichen und mittleren Bereich des Landkreises fiedert der OZH lateral und vertikal auf. In Rheinnähe ist der OZH bis in den südlichen Teil des Landkreises ausgebildet. Vor der Randscholle ist schon in der Höhe von Bruchsal kein zusammenhängender OZH mehr vorhanden. Durch Ablagerung der feinkörnigen Sedimente in Rinnen oder kleinen Becken und Erosionsfenstern, sind verschiedene feinkörnige Zwischenhorizonte ausgebildet, die sich nicht immer zu einem OZH parallelisieren lassen. Sofern ein OZH ausgebildet ist, grenzt er ein darunterliegendes MKL ab, das nach Norden zunehmend sandig ausgebildet ist. Ein MZH und UKL fehlen im Gebiet nördlich von Karlsruhe. Wahrscheinlich zeitgleiche Ablagerungen liegen in sandiger Fazies vor. Eine Abgrenzung gegenüber dem sogenannten Altquartär ist schwierig. Ist der OZH nicht ausgebildet, stellen OKL und MKL ein gemeinsames Kieslager dar. Die Gesamtmächtigkeit der jungquartären Ablagerungen reicht von etwa 20 m im Grabenrandbereich bis über 100 m in der Kiessenke von St. Leon-Rot.

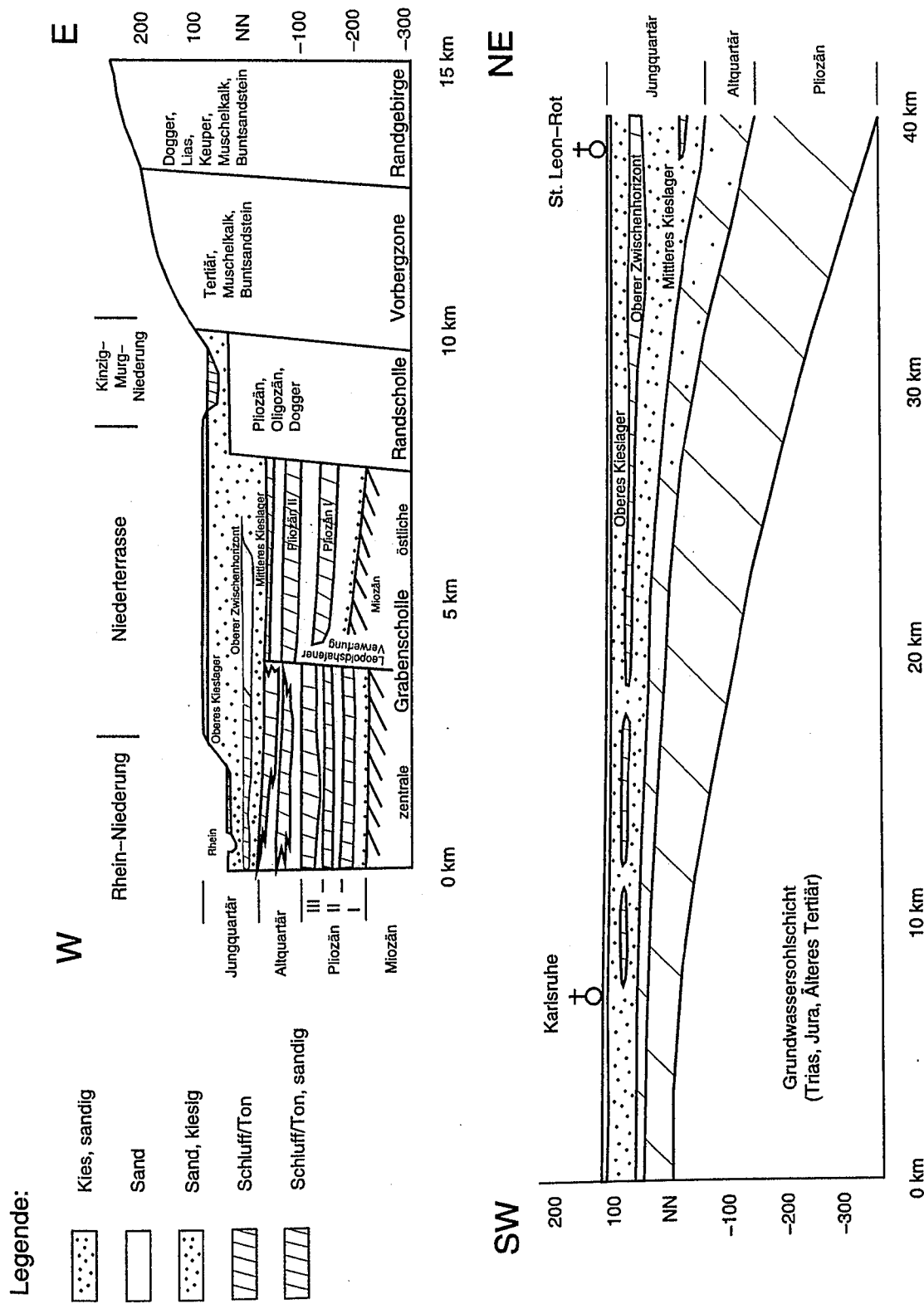


Abb. 2: Schematischer Längs- und Querschnitt durch die Lockergesteinsfüllung des Oberrheingrabens im Raum Karlsruhe nach [7].

3. Hydrogeologie

3.1 Grundwasserleiter und Zwischenschichten

Der vielschichtige Lockergesteinsaufbau bedingt komplexe geohydraulische Verhältnisse in der Lockergesteinsfüllung. Die Vielzahl von grundwasserführenden Schichten kann im Idealfall in fünf Grundwasserleiter zusammengefaßt werden. Je nach Verbreitung und fazieller Ausbildung der Lockergesteine ist diese Gliederung nicht durchgängig vorhanden. Es sind dies der Grundwasserleiter Oberes Kieslager, der Grundwasserleiter Mittleres Kieslager, der Altquartäre Grundwasserleiter, der Obere Pliozäne Grundwasserleiter und der Untere Pliozäne Grundwasserleiter. Die Grundwasserleiter werden durch geringer durchlässige Schichten voneinander getrennt. Diese hydraulische Trennung ist jedoch nicht vollständig, so daß ein gewisser Wasseraustausch stattfindet. Bereichsweise fehlen die Trennschichten und mehrere Grundwasserleiter bilden eine hydraulische Einheit. Durch Versatz an Störungen können ebenfalls unterschiedliche Grundwasserleiter miteinander verbunden sein. Aufgrund von Verzahnungen mit Gebirgsrandmaterial am Grabenrand, Mächtigkeitsreduzierungen im Schwellenbereich Karlsruhe-Rastatt und der stellenweise geringen Aufschlußdichte ist die Abgrenzung der Grundwasserleiter bereichsweise mit größeren Unsicherheiten behaftet. Vor allem die Auffiederung des OZH südlich der Linie Dettenheim-Karlsdorf bereitet Schwierigkeiten bei der Beschreibung der hydraulischen Trennung von OKL und MKL. Ist der OZH nicht vorhanden, bilden OKL und MKL einen Grundwasserleiter. Bereichsweise ist nachgewiesen, daß auch die Trennung von MKL und den liegenden Grundwasserleitern nur unvollständig ist [1].

3.1.1 Pliozäne Grundwasserleiter

Bei vollständiger Ausbildung können im Pliozän zwei Grundwasserleiter nachgewiesen (Pliozän I und Pliozän II+III) werden. Im Pliozän I (Unterer Pliozäner Grundwasserleiter) sind Sande und teilweise auch Kiese im Bereich der Grabenscholle mit einer Mächtigkeit von 50-60 m und im Nordbereich der Randscholle mit einer Mächtigkeit von 20 m als Grundwasserleiter wirksam. Der Untere Pliozäne Grundwasserleiter wird durch hangende Tone (Untere Zwischenschicht) begrenzt. Ihre Mächtigkeit beträgt 20-30 m, im Süden der zentralen Grabenscholle fehlen sie teilweise. Die Sande des Pliozän II und des Pliozän III (soweit vorhanden) bilden den Oberen Pliozänen Grundwasserleiter. Die Sande des Pliozäns III sind nur nördlich von Karlsdorf ausgebildet. Der Obere Pliozäne Grundwasserleiter weist im Süden eine Mächtigkeit von etwa 40 m, im Norden von etwa 100 m auf. Die Obere Zwischenschicht, die die Grenze zum altquartären Grundwasserleiter darstellt, wird vom hangenden Ton des Pliozän III gebildet. Fehlt das Pliozän III, so bilden Schluffe und Tone des Pliozän II die Obere Zwischenschicht. Die Durchgängigkeit der Oberen Zwischenschicht ist fraglich. Die gespannten pliozänen Grundwasserleiter werden zusammen mit dem Altquartären Grundwasserleiter von einzelnen Industriebrunnen genutzt.

3.1.2 Altquartärer Grundwasserleiter

Das Altquartär bildet einen eigenen Grundwasserleiter. Der weitgehend sandige Grundwasserleiter beginnt im Bereich der zentralen und östlichen Grabenscholle nördlich von Karlsruhe mit einer Mächtigkeit von 20-30 m. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit bis auf über 100 m zu, der Sandanteil nimmt zugunsten von Schluff und Ton ab. Der hangende Abschluß erfolgt durch ein Tonpaket wechselnder

Mächtigkeit. Hydraulische Kontakte zum unterlagernden Pliozän und zum überlagernden Jungquartär sind anzunehmen. Im Altquartären Grundwasserleiter herrschen gespannte Verhältnisse vor. Er wird zusammen mit den Pliozänen Grundwasserleitern von einzelnen Industriebrunnen genutzt.

3.1.3 Jungquartäre Grundwasserleiter

Die jungquartären Grundwasserleiter umfassen weitgehend den kiesigen Anteil des Quartärs und weisen die größten Durchlässigkeiten auf. Ist der OZH in hydraulischer Wirksamkeit vorhanden, trennt er das Jungquartär in den Grundwasserleiter Oberes Kieslager und den Grundwasserleiter Mittleres Kieslager. Ist keine Untergliederung des Jungquartärs möglich, wird es dem Grundwasserleiter Oberes Kieslager zugeordnet.

Die Mächtigkeit des Grundwasserleiters Mittleres Kieslager schwankt zwischen 10-20 m im südlichen Teil und 20-50 m im nördlichen Teil. Der Grundwasserleiter wird nach Norden zunehmend sandiger. Die größten Mächtigkeiten treten im Süden und Norden entlang den Störungen zur Randscholle auf. Sofern ein hydraulisch wirksamer OZH ausgebildet ist und das MKL als eingenständiger Grundwasserleiter angesprochen wird, treten gespannte Grundwasserverhältnisse auf. Ist der OZH sandig ausgebildet kann nicht immer eine klare Abgrenzung vorgenommen werden.

Der Grundwasserleiter Oberes Kieslager ist der am weitesten verbreitete Grundwasserleiter der Region. Er umfaßt den gesamten Bereich des Oberrheingrabens im Landkreis Karlsruhe. Die Mächtigkeit hängt wesentlich davon ab, ob OKL und MKL hydraulisch getrennt oder als ein zusammenhängender Grundwasserleiter betrachtet werden. In Bereichen, in denen ein zusammenhängender und hydraulisch wirk-

samer OZH vorhanden ist, umfaßt der Grundwasserleiter Oberes Kieslager das OKL über dem OZH. Das OKL ist dabei erosiv in die Schichtenfolge des OZH eingeschnitten. Die Mächtigkeiten reichen im Bereich der Grabenscholle im Süden bis zu etwa 25 m, im Norden bis über 35 m. An der Grenze von Rheinniederung zur Niederterrasse nimmt die Mächtigkeit sprunghaft zu. Auf der Randscholle werden Mächtigkeiten bis etwa 20 m erreicht. Es ist ein Grundwasserkörper mit weitgehend freier Oberfläche ausgebildet. Im Süden und entlang der Randscholle ist der OZH nicht ausgebildet. Hier bilden OKL und MKL einen zusammenhängenden Grundwasserleiter mit freier Oberfläche, der Mächtigkeiten bis zu 50 m aufweist.

Der OZH ist im Nordteil bis etwa zur Linie Dettenheim-Karlsdorf in überwiegend feinkörniger Fazies und mit Mächtigkeiten über 20 m ausgebildet. Südlich davon fiedern die feinkörnigen Bereiche (Schluff, Ton) vertikal und lateral auf. Die vertikale Auffiederung in feinkörnige Zwischenhorizonte unterschiedlicher Tiefenlage macht eine Parallelisierung schwierig. Im Bereich der Rheinniederung ist er in reduzierter Mächtigkeit kleiner 10 m bis südlich Karlsruhe vorhanden. Östlich des Niederterrasse-rands sind feinkörnige Zwischenschichten nicht oder nur in E-W verlaufenden Ausbuchtungen nachweisbar. Mächtigkeit und Ausbildung des OZH sind für den Grad der hydraulischen Trennung zwischen OKL und MKL von entscheidender Bedeutung. Das Ausfransen des OZH nach Süden und zur Randscholle hin, sowie fazielle Wechsel von schluffig-toniger zu sandiger Ausbildung bewirkt, daß eine hydraulische Trennung häufig nicht vorhanden ist.

Die Jungquartären Grundwasserleiter, insbesondere der Grundwasserleiter Oberes Kieslager, werden von öffentlichen und privaten Wasserversorgungen intensiv genutzt. Sie stellen das größte Grundwasser-

vorkommen der Region dar. Die Kenntnis über Verbreitung und Ausbildung des OZH ist eine wichtige Grundlage für die geohydrologische Bewertung hinsichtlich des Schutzes tieferliegender Grundwasservorkommen. Da der OZH im Raum Karlsruhe kein homogenes, weit durchhaltendes Schichtglied ist, sind bei planerischen Fragen oftmals Einzelfalluntersuchungen notwendig.

3.2 Grundwasserstände und Fließverhältnisse

Die Wasserspiegel- bzw. Druckhöhe ist im Grundwasserleiter Oberes Kieslager am besten von allen Grundwasserleitern dokumentiert. In den tieferen Grundwasserleitern sind erheblich weniger Grundwassermeßstellen vorhanden. Grundwassergleichpläne sich dort nur in Teilbereichen vertrauenswürdig zu konstruieren. Die höchsten Wasserstände im Grundwasserleiter Oberes Kieslager treten am Randgebirge auf. Sie liegen im Süden bei Malsch bei rund 115 m ü. NN, im Norden bei Kronau bei rund 105 m ü. NN. Die Grundwasserstände fallen nach Westen bzw. Nordwesten zur Vorflut des Rheins auf rund 105 m ü. NN bei Neuburgweiher und auf etwa rund 94 m ü. NN bei Rheinhausen. Der Grundwasserabstrom vom Randgebirge verläuft im Bereich der Niederterrasse weitgehend senkrecht zum Rhein. Bedingt durch die Drainagewirkung der Rhein Nebenflüsse in der Rheinniederung ist die Grundwasserfließrichtung dort weitgehend rheinparallel ausgerichtet. Unmittelbar am Rhein selbst können stark wechselnde Grundwasserfließrichtungen in Abhängigkeit der Rheinwasserstände auftreten. Große Grundwasserentnahmen können das Fließbild im Bereich der Niederterrasse lokal geringfügig verändern. Das mittlere Gefälle beträgt im Bereich der Niederterrasse 0,5-1 ‰. Es steigt im Übergangsbereich zur Rheinniederung oftmals markant an. In der Rheinniederung selbst treten

erheblich kleinere Gefälle auf. Die Abstandsgeschwindigkeiten liegen in der Größenordnung von Metern pro Tag.

Die Wasserstandschwankungen liegen im Mittel bei 1-2 m. In Bereichen mit geringem Flurabstand (Rheinniederung, Kinzig-Murg-Rinne) zeigt sich ein deutlicher Jahresgang. Bei größeren Flurabständen auf der Niederterrasse wird der Jahresgang deutlich von mehrjährigen Anstiegs- und Absenkungsphasen überlagert, die eine Reaktion auf die längerfristigen Neubildungsbedingungen darstellen. In unmittelbarer Rheinnähe sind die Ganglinien der Grundwassermeßstellen an die des Rheinpegels gekoppelt. Die Schwankungen sind hochfrequenter und haben auch größere Amplituden. Die mittleren Flurabstände liegen in der Kinzig-Murg-Rinne und der Rheinniederung bei 1-3 m, auf der Niederterrasse nehmen sie von 3-5 m im Osten auf über 8 m am Hochgestade zu.

Die Druckverteilung in den tieferen, gespannten Grundwasserleitern entspricht dem Verteilungsmuster im Grundwasserleiter Oberes Kieslager. Die höchsten Werte werden an der Randscholle gemessen, die geringsten im Grabeninneren. Vorflut ist der Rhein bzw. der Obere Kiesgrundwasserleiter. Am Grabenrand und im Bereich der Niederterrasse liegen die Potentiale meist einige Dezimeter unter denen des darüberliegenden Grundwasserleiters. In Rheinnähe weisen die tieferen Grundwasserleiter im Mittel ein um mehrere Dezimeter höheres Potential auf als der darüber liegende Grundwasserleiter. Im nordwestlichen Bereich bei Rheinhausen herrschen teilweise artesische Verhältnisse. Die hydraulische Trennung zwischen den einzelnen Grundwasserleitern ist uneinheitlich.

Die Rheinspiegelschwankungen werden im Bereich der Rheinniederung aufgrund der gespannten Verhältnisse ohne Verzögerung an die tieferen Grundwasserleiter weitergegeben. Im Bereich der Niederterrasse ist

der Jahresgang der Neubildung aus dem Niederschlag auch in den tieferen Grundwasserleitern zu beobachten. Die mittleren Schwankungen der Druckhöhen liegen auch in den tieferen Grundwasserleitern bei etwa 1-2 m.

3.3 Geohydraulische Kennwerte

Eine Übersicht der geohydraulischen Kennwerte gibt [1]. Es muß darauf hingewiesen werden, daß die vorliegenden Daten nur ein Übersichtsbild der Durchlässigkeiten zeichnen können. Die vorliegenden Durchlässigkeitsdaten sind hinsichtlich ihrer Dichte und ihrer Aussagekraft für die einzelnen Grundwasserleiter sehr unterschiedlich. Die Daten wurden nach unterschiedlichen Bestimmungsverfahren gewonnen. Oftmals sind Brunnen über mehrere Grundwasserleiter verfiltert und Durchlässigkeitswerte müssen den jeweiligen Grundwasserleitern abschnittsweise zugeordnet werden. Wo die Trennung zwischen den beiden jungquartären Kieslagern nicht eindeutig ist, wurden die Transmissivitäts-Werte entsprechend der Vorstellung über die Mächtigkeit des Oberen Kieslagers extrapoliert. Für den Oberen Grundwasserleiter liegen die meisten Durchlässigkeitsdaten vor. Durchlässigkeitsdaten für den Grundwasserleiter Mittleres Kieslager sind in erheblich geringem Umfang vorhanden, im Altquartären Grundwasserleiter liegen nur linksrheinisch bestimmte Werte vor. Aus den Plio-

zänen Grundwasserleitern sind im Raum Karlsruhe nur 5 Pumpversuche (links- und rechtsrheinisch) bekannt. Eine Übersicht der geohydraulischen Kennwerte gibt Tabelle 1.

Die Transmissivitäten des Grundwasserleiters Oberes Kieslager schwanken zwischen $100 \cdot 10^{-4}$ [m²/s] und $1000 \cdot 10^{-4}$ [m²/s]. Dabei deutet sich eine grabenparallele Zonierung an. Im Bereich der Rheinniederung, wo weitgehend ein OZH ausgebildet ist, liegen die Werte bei 100 bis $200 \cdot 10^{-4}$ [m²/s]. Im Bereich der Niederterrasse nehmen die Mächtigkeiten des Kieslagers und die Transmissivitäten zu. Generell ist eine Zunahme von Westen nach Osten festzustellen. Entlang der Randscholle steigen die Werte auf über $400 \cdot 10^{-4}$ [m²/s] und erreichen Maximalwerte von etwa $1000 \cdot 10^{-4}$ [m²/s] bei Bruchsal. Diese östliche Zone hoher Transmissivitäten entspricht wahrscheinlich einem alten Rheinverlauf. Die Transmissivitäten der Randscholle liegen bei etwa $100 \cdot 10^{-4}$ [m²/s].

Für die Grundwasserleiter Mittleres Kieslager, Altquartär und Pliozän lassen sich aufgrund der derzeitigen Datenlage nicht so detaillierte Durchlässigkeitsverteilungen zeichnen wie für den Grundwasserleiter Oberes Kieslager. In den Altquartären und Pliozänen Grundwasserleitern scheinen die Transmissivitäten nach Norden tendentiell abzunehmen.

Grundwasserleiter	T [m ² /s]	T/H [m/s]	S [-]
Oberes Kieslager: Rheinniederung	100-200 · 10 ⁻⁴	~ 20 · 10 ⁻⁴	~ 0,15
Oberes Kieslager: Niederterrasse	200-400 · 10 ⁻⁴	~ 30 · 10 ⁻⁴	~ 0,15
Oberes Kieslager: Randscholle	~ 100 · 10 ⁻⁴	5-10 · 10 ⁻⁴	
Mittleres Kieslager	20-150 · 10 ⁻⁴	4-10 · 10 ⁻⁴	~ 3 · 10 ⁻⁴
Altquartär	50-100 · 10 ⁻⁴	~ 5 · 10 ⁻⁴	
Oberes/Unteres Pliozän	50-100 · 10 ⁻⁴	0,2-5 · 10 ⁻⁴	3-6 · 10 ⁻⁴

Tab. 1: Geohydraulische Kennwerte der Lockergesteinsaquifere im Oberrheingebiet bei Karlsruhe nach [6].

3.4 Grundwasserhaushalt

Die Grundwasserneubildung kann lediglich für die jungquartären Grundwasserleiter genau beschrieben werden. In den Altquartären und Pliozänen Grundwasserleitern sind die Neubildungsmechanismen und -raten noch nicht hinreichend genau untersucht. Das Grundwasser im Jungquartär wird durch Zuströme aus dem Randgebirge, durch Infiltration von Oberflächengewässern (Nebenflüsse des Rheins auf der Niederterrasse) und durch Versickerung aus dem Niederschlag neugebildet. Die Einspeisung aus dem Randgebirge wurde von [9] abgeschätzt. Der Obere Kiesgrundwasserleiter der Randscholle stellt den Vorfluter der oberflächennahen Kluft- und Karstgrundwasserleiter des Randgebirges dar. Der Zustrom wurde pro Kilometer Randfläche gesteinspezifisch zu folgenden Werten abgeschätzt:

- Muschelkalk 7-20 l/s · km
- Buntsandstein 8-25 l/s·km (Maximalwert unsicher)
- älteres Tertiär, Jura, Keuper 1,5-4 l/s·km
- Pliozän 8-10 l/s · km

Jüngere Untersuchungen im südlichen Landkreis deuten darauf hin, daß diese Schätzungen tendentiell zu hohe Werte liefern. Der Zustrom aus dem Randgebirge weist den kleinsten Betrag der positiven Bilanzglieder des Grundwasserhaushalts auf. Verstärkte Infiltrationen aus Oberflächengewässern treten beim Übertritt der Rhein Nebenflüsse aus dem Randgebirge ins Rheintal auf, sowie an künstlich errichteten Stauwehren. Die absoluten Infiltrationsmengen hängen neben dem Grundwasserstand vom aktuellen Wasserstand im Oberflächengewässer und seiner Sohlabdichtung ab und können entlang des Flusslaufes stark variieren. Die Infiltration aus Oberflächengewässern leistet einen größeren Beitrag zur Grundwasserneubildung als die Randzuströme, liegt jedoch

unter dem Betrag der Versickerung aus dem Niederschlag. Die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag schwankt zwischen 1 und 14 l/s · km². Für einige freie Wasserflächen wurden dabei auch negative Neubildungsraten ermittelt. Generell ist die Grundwasserneubildung gemäß dem Niederschlagsgefälle im Norden geringer als im Süden. Im allgemeinen weisen Bereiche mit geringerem Flurabstand (Rheinniederung) auch geringere Neubildungsraten auf. Eine flächendifferenzierte Anwendung des HAUDE-RENGER-Verfahrens [10, 11] führt zu einer Jahresneubildung von 135,3 Mio. m³ im Untersuchungsgebiet. Lysimetermessungen ergaben, daß ca. 2/3 der jährlichen Sickerwassermenge im Winterhalbjahr und ca. 1/3 im Sommerhalbjahr anfällt [1].

Die wesentlichen negativen Bilanzglieder des Grundwasserhaushalts sind die Exfiltration in Oberflächengewässer (Rhein und Nebenflüsse) und Grundwasserentnahmen. Der Rhein, aber auch seine Nebenflüsse im Bereich der Rheinniederung, sind die Vorflut des Grundwassers in den Jungquartären Grundwasserleitern und nehmen beträchtliche Grundwassermengen auf. Die Grundwasserentnahmen lagen im Trockenjahr 1976 bei rd. 103 Mio. m³ und im Normaljahr 1985 bei rd. 96 Mio. m³. Davon waren 46,2 % (1976) bzw. 36,1 % (1985) für die öffentliche und 53,8 % (1976) bzw. 63,9 % (1985) für die private Wasserversorgung. Dabei sind kleine Entnahmen, vor allem für Bewässerungsmaßnahmen, unberücksichtigt. 45 % der Entnahmen waren Rheinuferfiltrat und über 50 % der Entnahmen waren in den jungquartären Grundwasserleitern aus Niederschlag neugebildet [1].

3.5 Grundwasserbeschaffenheit und Isotopengehalte

3.5.1 Grundwasserbeschaffenheit

Einen Überblick der hydrochemischen Verhältnisse der Lockergesteinsgrundwasserleiter im Raum Karlsruhe gibt [1]. Mit Ausnahme der ausgedehnten Waldgebiete südlich und nördlich von Karlsruhe ist die geogene Mineralisierung von anthropogenen Einflüssen überlagert. Dies erschwert die Identifikation der geogenen Komponenten sowie deren hydrogeologische Interpretation. Die wesentlichen Merkmale der geogenen Mineralisierung der Grundwässer lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Im Grundwasserleiter Oberes Kieslager (OKL über OZH bzw. OKL und MKL) liegt im allgemeinen ein Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Wasser vor. Die Gesamthärte liegt im Mittel zwischen 16° und 20° dH, in den genannten Waldgebieten zwischen 12° und 16° dH. Infiltrierendes Oberflächenwasser aus dem Rhein führt teilweise zu Gesamthärten von 8-12° dH im Bereich der Rheinniederung. Infiltrierendes Oberflächenwasser der Rheinnebenflüsse kann je nach Herkunft aufhärtend oder verdünnend wirken. Saalbach, Saalbachkanal und Kraichbach führen selbst hartes Wasser aus Muschelkalk- und Gipskeupergebieten mit sich und erhöhen die Grundwasserhärte in ihren Infiltrationsbereichen. Die Alb dagegen führt gering mineralisiertes Wasser aus Buntsandsteinbereichen mit sich und vermindert die Grundwasserhärte in den jungquartären Kalkschottern bei der Versickerung.

Die geogene Chloridkonzentration dürfte unter 10 mg/l liegen. In weiten Bereichen liegen die Chloridgehalte zwischen 10 und 50 mg/l und sind als anthropogen anzusprechen. Lediglich lokal erhöhte Chloridgehalte bei Bruchsal werden geogen gedeutet. Auffallend ist ein Chloridsaum mit

Gehalten über 100 mg/l entlang des Rheins. Er markiert die Infiltration des Rheinwassers, das durch Abwässer des elsässischen Kalibergbaus Chloridgehalte bis 150 mg/l aufweist.

Die geogen bedingten Sulfatgehalte liegen in der Regel unter 100 mg/l, in den großen Waldgebieten können sie auch unter 50 mg/l reichen. Die hohen Sulfatgehalte von mehreren 100 mg/l im Bereich von Bruchsal werden ebenfalls geogen gedeutet und bio/geochemischen Umsetzungsvorgängen in den organischen Sedimenten der Kinzig-Murg-Rinne zugeordnet. Die hohen Sulfatgehalte bei Hambrücken, Huttenheim und Oberhausen dürften auf sulfatbeladenes Infiltrat der Oberflächengewässer zurückgehen.

Die geogenen Nitratgehalte im Grundwasserleiter Oberes Kieslager sind schwer zu ermitteln, da in dieser intensiv genutzten Region nahezu überall mit anthropogener Nitratüberlagerung zu rechnen ist. Unter oxidierenden Bedingungen im Grundwasser kann ein geogener Nitratgehalt von unter 15 mg/l angenommen werden. Torfige Ablagerungen im Bereich der Rheinniederung und der Kinzig-Murg-Rinne führen zu reduzierenden Bedingungen, unter denen das Grundwasser quasi nitratfrei ist.

Reduzierende Bedingungen und geringe pH-Werte durch Huminsäuren bedingen auch hohe geogene Eisengehalte im Grundwasser. Diese treten ebenfalls in der Rheinniederung, der Kinzig-Murg-Rinne und in Teilen der Niederterrasse auf. Im Bereich der Niederterrasse werden feinkörnige Deckschichten mit teilweise organischem Material dafür verantwortlich gemacht. Die Eisengehalte könne lateral rasch und sprunghaft wechseln. Im Mittel liegen sie unter 0,5 mg/l, die erhöhten Werte reichen bis über 3 mg/l, Spitzenwerte liegen bei 11 mg/l. Die Verteilung der Mangangehalte folgt im wesentlichen der des Eisens.

Die Verteilungen der Wasserinhaltsstoffe ist in den tieferen Grundwasserleitern (Mittleres Kieslager unter OZH, Altquartär und Pliozän) erheblich ausgeglichener als im Grundwasserleiter Oberes Kieslager. Teilweise handelt es sich um Ionenaustauschwässer vom Erdalkali-Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ. Die Gesamthärte liegt im Mittel bei 12-20° dH. Es deutet sich eine grabenparallele Zonierung an, wobei die geringsten Mineralisierungen mit 12-16° dh am Rhein und die höchsten Mineralisierungen an der Randscholle mit 24-30° dh auftreten. Die Chloridgehalte liegen meist unter 25 mg/l, die Sulfatgehalte unter 50 mg/l. Durch reduzierende Bedingungen liegen die Nitratgehalte meist unter 1 mg/l, die Eisen- und Mangangehalte sind leicht erhöht (2-3 mg/l Eisen, bis 1 mg/l Mangan). Die pliozänen Tiefengrundwässer können geogene Gehalte von Arsen und Selen bis zu mehreren Zehner- µg/l aufweisen.

Wasserinhaltsstoffe anthropogener Herkunft (Tritium, Nitrat) sind stellenweise in den Grundwasserleitern Mittleres Kieslager und Altquartär anzutreffen. Oftmals gehen diese Bereiche mit Druckentlastungen durch größere Entnahmen einher. Es ist allerdings zu prüfen, ob die Inhaltsstoffe tatsächlich durch das Fließgeschehen in tiefere Grundwasserleiter eingetragen werden oder von undichten Grundwassermeßstellen herrühren.

3.5.2 Isotopengehalte

Eine Übersicht der isotopehydrologischen Untersuchungen in den Lockergesteinsgrundwasserleitern im Raum Karlsruhe gibt [1]. Das Grundwasser im Oberen Kieslager ist durchweg tritiumhaltig und nach 1953 neugebildet. Wenige ^{14}C -Messungen mit Gehalten zwischen 58 und 102 pmc (Prozent modern) lassen keine zusammenhängende Deutung zu. Das Grundwasser der tieferen Grundwasserleiter ist weitgehend tritiumfrei. Tritium-

nachweise liegen im Bereich von Druckentlastungen durch Grundwasserentnahmen bzw. im Bereich der Randscholle vor. Die untersuchten Meßstellen im Grundwasserleiter Mittleres Kieslager zeigten ^{14}C -Gehalte zwischen 41 und 51 pmc. Dies weist auf mittlere Verweilzeiten von mehr als 1000 Jahren hin. Da nur drei Meßstellen untersucht wurden, ist eine regionale Auswertung nicht möglich.

Im Altquartären Grundwasserleiter wurden ^{14}C -Gehalte von 9-80 pmc ermittelt. Es zeigt sich eine deutliche Abnahme der ^{14}C -Gehalte nach Norden und Nordwesten hin. Dort wird die jungquartäre Überdeckung zunehmend mächtiger und durch einen ausgeprägten OZH auch geringdurchlässiger. Die Verteilung der ^{14}C -Gehalte in den Pliozänen Grundwasserleitern zeigt ein ähnliches Bild wie im Altquartär. Die ^{14}C -Gehalte schwanken zwischen < 10 und 80 pmc. Sie sind in der Rheinniederung am geringsten. Aus diesen Gehalten lassen sich unter Annahme idealisierter Modellvorstellungen mittlere Verweilzeiten zwischen etwa 1000 und mehr als 10000 Jahren und Abstandsgeschwindigkeiten in der Größenordnung von Dezimeter bis Meter pro Jahr abschätzen. Deuteriumgehaltsbestimmungen weisen ebenfalls auf das Vorhandensein pleistozäner Grundwasserkomponenten im Grabeninneren hin. Hinsichtlich der Details der ^{14}C -Datierungsproblematik im Grundwasser sei auf weiterführende Literatur verwiesen [12]. Die Zonierung der ^{14}C -Gehalte in den Grundwasserleitern des Altquartärs und Pliozäns bestätigt die Vorstellung, daß die Hauptneubildungsgebiete entlang des Grabenrands und der Randscholle liegen, und die Grundwässer der Rheinvorflut folgend ins Grabeninnere strömen. Die hydrochemischen und geohydraulischen Daten sowie die in geringer Anzahl vorhandenen Druckaufzeichnungen bestätigen dieses Bild. Im Grabeninneren wird zusätzlich der Aufstieg von salzhaltigen Tiefenwasser aus dem Miozän diskutiert [1].

4. DV-Bearbeitung der Schichtdaten

Die Schichtenverzeichnisse werden zusammen mit dazugehörigen Stammdaten im Bohrchiv des Geologischen Landesamts gesammelt und verwaltet. Dies geschieht in jüngster Zeit in einem relationalen Datenbanksystem. Dabei werden die Schichtdaten mit einem Symbolschlüssel abgelegt, der die Profildarstellung mittels Graphikprogrammen erlaubt. Für hydrogeologische Auswertungen müssen die Schichtbeschreibungen interpretiert und vereinheitlicht werden. In der Praxis tritt dabei das Problem großer Datenheterogenität auf. Verschiedene Bohrverfahren und unterschiedliche Ansprachen von Bohrprouben führen bei der Interpretation zu teilweise erheblichen Schwierigkeiten. Bei der hydrogeologischen Beurteilung der Lockergesteine sind die Feinkornanteile des Sediments von besonderer Bedeutung, unabhängig davon, ob sie als Haupt- oder Nebengemengteile auftreten. Aus diesem Grund werden bei der graphischen Darstellung in einer Profilsäule die Hauptgemengteile durch eine Farbe gekennzeichnet und die Nebengemengteile separat durch eine schwarze Strich/Punkt-Übersignatur. Diese Arbeitstechnik hat sich bei der Kartierung und der faziellen Ansprache von Zwischenhorizonten bewährt. Mehrere Säulenprofile können auf Schnittlinien höhentreu nebeneinander angeordnet werden. Schichtparallelisierungen werden dann in einem Graphikprogramm manuell vorgenommen. Dieses Verfahren erlaubt es, aus den Stammdaten und codierten Schichtenverzeichnissen in kurzer Zeit Schnittserien zu erzeugen. Anhand dieser Schnittserien wird auf die dreidimensionalen geologischen Strukturen geschlossen. Isolinienpläne werden manuell aus den Schnittserien und Punktdaten erstellt. Tiefenlinienpläne und Mächtigkeitskarten werden digital in einem Geo-Informationssystem verwaltet. Dieses Vorgehen ermöglicht es neue Aufschlußdaten mit geringem Aufwand in Schnittserien und Isolinienpläne

einzuarbeiten. Damit sind die Anfänge einer fortschreibungsfähigen hydrogeologischen Dokumentation geschaffen.

Ausschnitt eines uninterpretierten Schnitts
(höhenreue Säulenprofile der Schichtenfolgen)

Ausschnitt eines hydrogeologisch interpretierten Schnitts
(mit Schichtparallelisierung und Grundwasserspiegel)

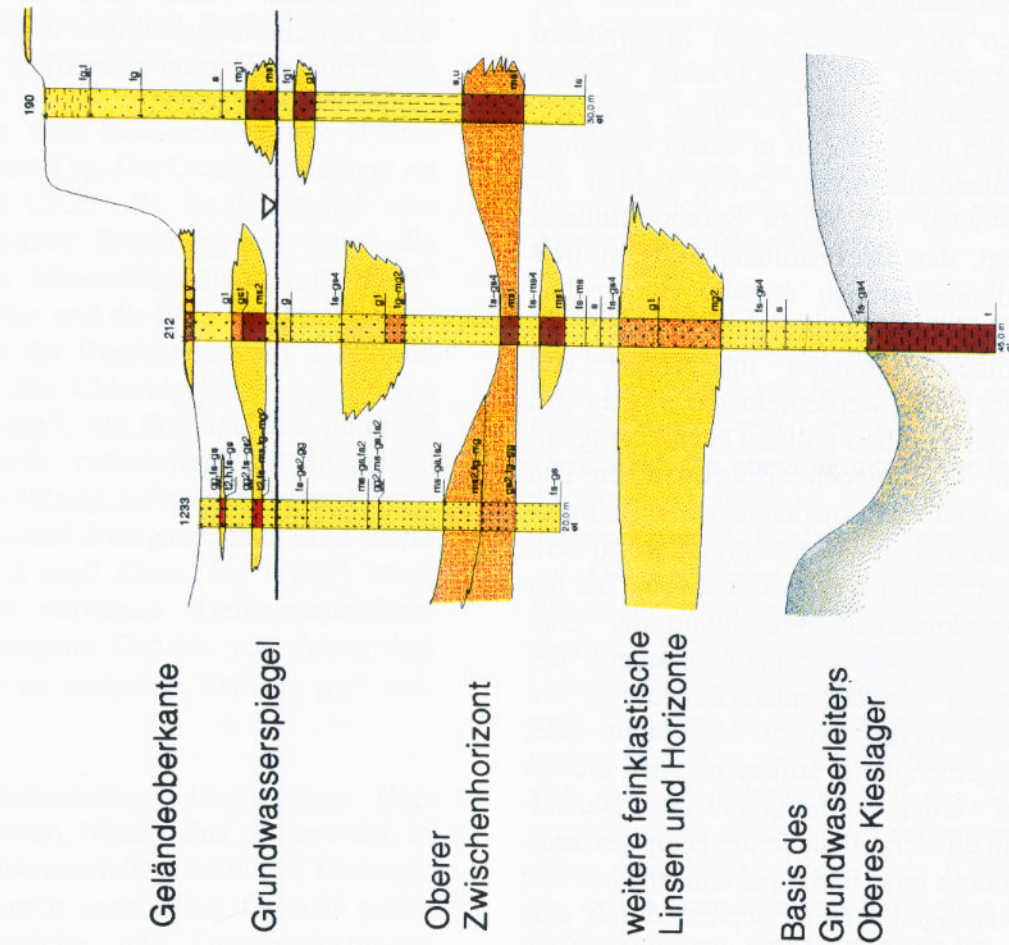


Abb. 3: Ausschnitt eines uninterpretierten und eines hydrogeologisch interpretierten Schnitts

5. Literatur

- [1] HYDROGEOLOGISCHE KARTIERUNG UND GRUNDWASSERBEWIRTSCHAFTUNG IM RAUM KARLSRUHE-SPEYER (1988): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung im Raum Karlsruhe-Speyer, Analyse des Ist-Zustandes, Aufbau eines mathematischen Grundwassermodells. - 111 S., 23 Abb., 9 Tab., 13 Kt.; Stuttgart, Mainz (Hrsg.: Minist. Umwelt Baden-Württ., Minist. Umwelt & Gesundheit Rheinland-Pfalz).
- [2] VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 28: 297-362, 10 Abb., 2 Tab., 3 Beil.; Freiburg i. Br.
- [3] VILLINGER, E. (1989): Zur Fluß- und Landschaftsgeschichte im Gebiet von Aare-Donau und Alpenrhein. - Jh. Ges. Naturkde. Württ., 44: 5-27, 5 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- [4] MONNINGER, R. (1985): Neotektonische Bewegungsmechanismen im mittleren Oberrheingraben. - Diss. Univ. Karlsruhe: 219 S.; Karlsruhe.
- [5] BARTZ, J. (1982): Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. - Geol. Jb., A 63: 3-237, 28 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- [6] BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 18: 121-178, 13 Abb.; Freiburg i. Br.
- [7] WERNER, W., GIEB, J. & LEIBER, J. (1993): Zum Aufbau pleistozäner Kies- und Sandablagerungen des Oberrheingrabens - Ergebnisse rohstoffgeologischer Untersuchungen im Raum Lichtenau-Karlsruhe-Waghäusel. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 35: 361-394, 9 Abb., 6 Tab.; Freiburg i. Br.
- [8] BLUDAU, W. (1993): Biostratigraphische Untersuchungen an Sedimenten aus dem mittleren Oberrheingraben - Vorläufige Ergebnisse. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 35: 395-406, 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- [9] EINSELE, G. et al. (1976): Hydrogeologische Untersuchungen zur Frage der Einspeisung von Grundwasser aus dem Festgesteinsbereich in die Oberrheinebene zwischen Rastatt und Heidelberg. - 66 S., 55 Anl.; Tübingen. [unveröff.]
- [10] HAUDE, D. (1952): Verdunstungsmenge und Evapotranspiration des Klimas. - Ber. dt. Wetterdienst der US-Zone 7, Nr. 42, 22 S.; Bad Kissingen.
- [11] RENGER M., STREBEL, O. & GIESEL, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrogeologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. - Z. Kulturtech. u. Flurbereinig., 15: 353-366; Berlin; Hamburg.
- [12] MOSER, H., RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. - Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8: 400 S.; Berlin.

TGA	Reihe C	Nr.34	10 S., 3 Abb.	Tübingen, Oktober 1997
-----	---------	-------	---------------	------------------------

Konzeption für eine EDV-gestützte hydrogeologische Kartierung

HANS PLUM *

Zusammenfassung: Die hydrogeologische Kartierung befindet sich konzeptionell in einer Umbruchphase. Die modernen Informations- und Kommunikationstechniken bieten die Möglichkeit einer Neuorientierung mit dem Ziel, die Effektivität und Flexibilität der Kartierung wesentlich zu steigern. Notwendig dafür ist die Einbindung der Kartierung in ein Fachinformationssystem (FIS) Hydrogeologie. Durch Nutzung von Datenbanken für die langfristige Speicherung der Basisdaten und der Kartiererergebnisse sowie von Methodenbanken zur Unterstützung der Datenaufbereitung, Auswertung und Darstellung lassen sich viele Anforderungen, die an eine moderne Kartierkonzeption zu stellen sind, realisieren.

* Anschrift des Autors: Dr. Hans Plum, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg,
Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i.Br.

1. Bedeutung der hydrogeologischen Landesaufnahme

Die hydrogeologische Landesaufnahme ist ein Schwerpunkt der Tätigkeit der hydrogeologischen Abteilungen der Geologischen Dienste. Man versteht darunter die systematische Erhebung, zentrale Sammlung, Aufbereitung, Auswertung, Archivierung und Bereitstellung hydrogeologischer Informationen [1], in Vorbereitung). Diese Informationen werden von den Ämtern selbst, aber auch von Ingenieur- und Planungsbüros, Planungsbehörden usw. als geowissenschaftliche Basisinformationen für weiterführende Auswertungen benötigt.

Da in der Hydrogeologie die Datenerhebung (z.B. mit Pumpversuchen, Markierungsversuchen) meist sehr kostenintensiv und zeitaufwendig ist, muß bei der Kartierung in großem Umfang auf bereits vorhandene Untersuchungsergebnisse zurückgegriffen werden. Die systematische Sammlung solcher Daten ist Aufgabe des Archivs. Entsprechend ist ein gut organisiertes Archiv eine Voraussetzung für eine effektive Kartiertätigkeit.

2. Die bisherige Kartierkonzeption in Baden-Württemberg

In Baden-Württemberg werden derzeit hydrogeologische Karten im Maßstab 1:50.000, in Einzelfällen auch 1:25.000 erstellt. Sie sind das Ergebnis einer Zusammenarbeit zwischen dem Geologischen Landesamt und der Wasserwirtschaftsverwaltung. Ziel der Kartierung in der bisherigen Konzeption ist es, Grundlagen für eine planvolle und naturverträgliche Bewirtschaftung der untersuchten Grundwasservorkommen zu schaffen [2]. Ihre charakteristischen Merkmale lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Sie ist begrenzt auf die großen, wasserwirtschaftlich bedeutsamen Grundwasservorkommen des Landes.
- Für die einzelnen Grundwasservorkommen werden umfassende Monographien erstellt.
- Diese beinhalten eine ausführliche Dokumentation in Karten, Schnitten und einem Erläuterungsheft; Bestandteil der Kartierung ist ebenfalls ein Grundwasserfließmodell.
- Die Kartenthemen werden für jedes Kartiergebiet individuell in Abhängigkeit von den hydrogeologischen Verhältnissen und dem Erkundungsstand festgelegt.
- Die Kartierung erfolgt im wesentlichen manuell, die Archivierung und Dokumentation in analoger Form.
- Entsprechend der Konzeption ist der Bearbeitungsaufwand groß und der Bearbeitungszeitraum lang.

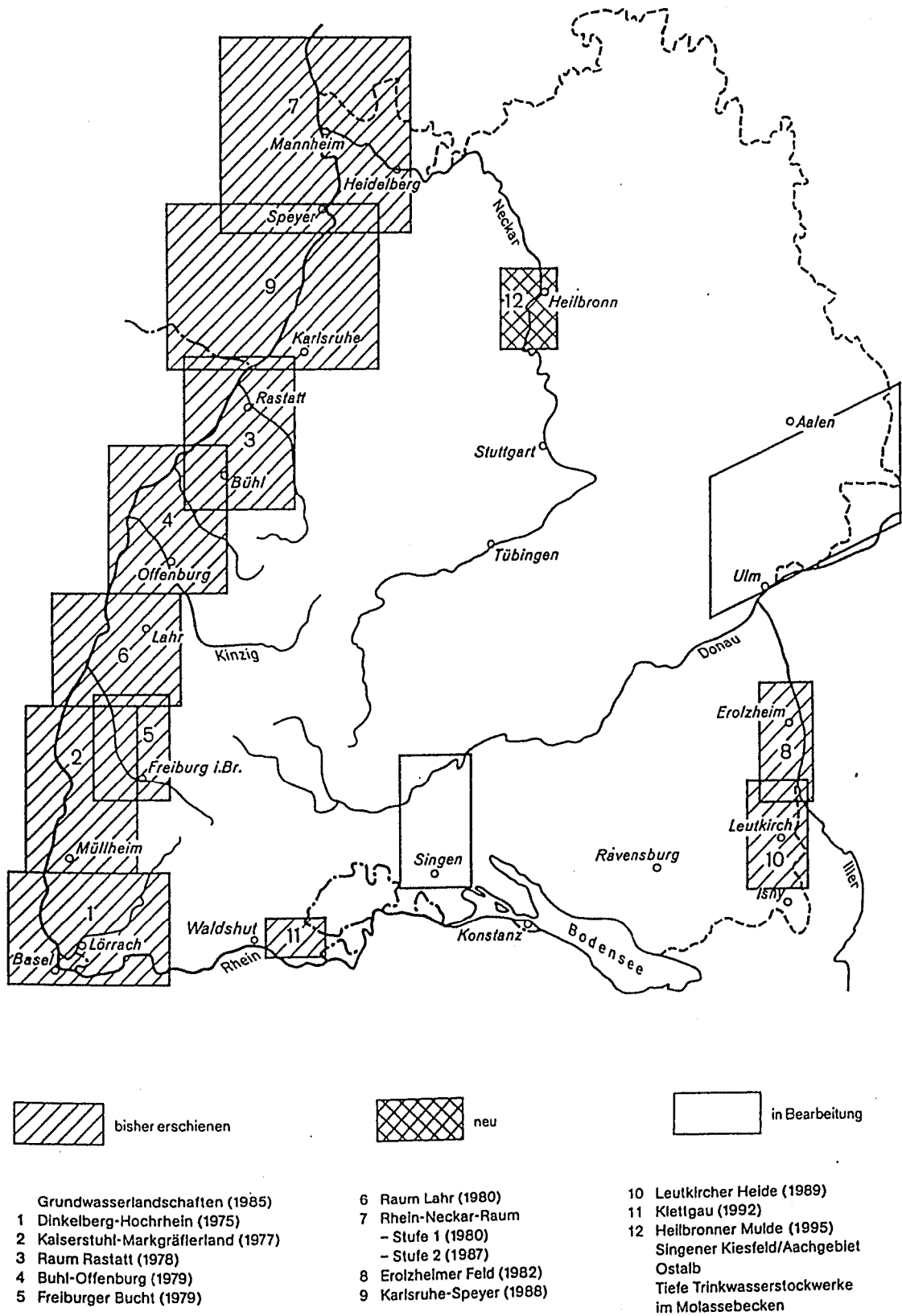


Abb. 1: Übersicht über den Stand der hydrogeologischen Kartierung in Baden-Württemberg.

3. Anforderungen an eine moderne hydrogeologische Kartierung

Ein steigender Bedarf an geowissenschaftlichen Informationen, besonders in den Bereichen Planung, Wirtschaft und Umwelt, gestiegene Anforderungen an die Datenqualität und die stark anwachsende Informationsflut erfordern eine Steigerung der Effektivität und Flexibilität der Kartierung. Im einzelnen sind folgende Anforderungen an eine moderne Kartierkonzeption zu stellen [1]:

Die konventionelle Kartierung erfüllt die aufgeführten Anforderungen nicht oder nur teilweise. Ein wesentlicher Grund dafür ist, daß ausschließlich die Karte sowohl zur Archivierung als auch zur Darstellung dient. Informationen, die bei der Kartierung gewonnen wurden und nicht in der Karte dargestellt sind, stehen für eine weitere Nutzung praktisch nicht zur Verfügung.

4. Konzeption einer EDV-gestützten hydrogeologischen Kartierung

4.1 Das Fachinformationssystem Hydrogeologie

Die Mängel der konventionellen hydrogeologischen Kartierung lassen sich z.T. durch Einbindung der Kartierung in ein Fachinformationssystem (FIS) Hydrogeologie beheben [3]. Ein Fachinformationssystem ist ein HIuK-gestütztes Werkzeug zur Datenarchivierung (Datenbereich) und Datenverarbeitung (Methodenbereich) für einen bestimmten Fachbereich. Mit anderen Fachinformationssystemen ist es über ein Kernsystem zu einem Bodeninformationssystem (BIS) verknüpft [4].

4.2 Der Datenbereich

In einer Datenbank des FIS Hydrogeologie werden hydrogeologische Objekte beschrieben, wie z.B. Bohrungen, Grundwassermeßstellen, Brunnen, Quellen (punktförmige Objekte), Störungen, Meßprofile (linienförmige Objekte) und Wasserschutzgebiete, Verbreitungsflächen hydrogeologischer Einheiten (flächenförmige Objekte). Jedes Objekt besitzt einen Raumbezug und einen Sachbezug.

Unter Raumbezug versteht man die Informationen, die zur Beschreibung der räumlichen Lage des Objekts notwendig sind. Bei punktförmigen Objekten wird der Raumbezug durch Koordinaten, bei linienförmigen Objekten durch ein offenes Polygon und bei flächenförmigen Objekten durch ein geschlossenes Polygon hergestellt. Die Dimensionalität, mit der ein Objekt erfaßt wird, wird in Abhängigkeit vom Betrachtungsmaßstab per Konvention festgelegt.

Der Sachbezug wird durch eine Liste von Eigenschaften (Attributen) hergestellt, die zu dem Objekt gehören. Man kann Stammdaten (einmalige, zeitunabhängige Eigenschaften), teufenbezogene Daten (z.B. Logs, Schichtenprofile), Probandaten (für Wasserproben, Gesteinsproben), Meßdaten (Ergebnisse von Feld-, Labormessungen und Analytik) und Ergebnisdaten unterscheiden. Die Beschreibung der Eigenschaften erfolgt entweder strukturiert (qualitativ durch vorgegebene Begriffe, quantitativ durch Zahlenwerte) oder unstrukturiert mittels Text.

Die relationale Datenbank besteht aus einer Ansammlung von Tabellen, in denen die Attribute der Objekte in Datenfelder abgelegt werden. Die Gliederung des gesamten Datenfeldkatalogs in Tabellen erfolgt unter Berücksichtigung der thematischen Beziehungen der Datengruppen untereinander. Ziel bei der Erstellung von Datenbankkon-

zepten ist es, die Daten möglichst redundanzfrei, d.h. nur an einer Stelle in der Datenbank zu halten. Abb. 2 zeigt als Beispiel das Datenmodell der AK FIS Hydrogeologie [3] für hydrogeologische Punktdaten. Nach seiner Funktion unterscheidet man in einer Datenbank einerseits den Bereich des Archivs, andererseits den Bereich der Kartierung. Im Archivbereich werden eingehende hydrogeologische - Daten (Rohdaten) abgelegt (z.B. Pumpver-

suche, Markierungsversuche, chemische und isotonenphysikalische Analysen aus Projektbearbeitungen oder Gutachten-tätigkeit sowie Fremddaten). Dieser Bereich dient als Datenquelle für die Kartierung. Im Kartierbereich werden die Auswert-ergebnisse der Kartierung archiviert. Im Gegensatz zu den Archivdaten sind die hier abgelegten Informationsebenen untereinander kompatibel. Das bedeutet, daß

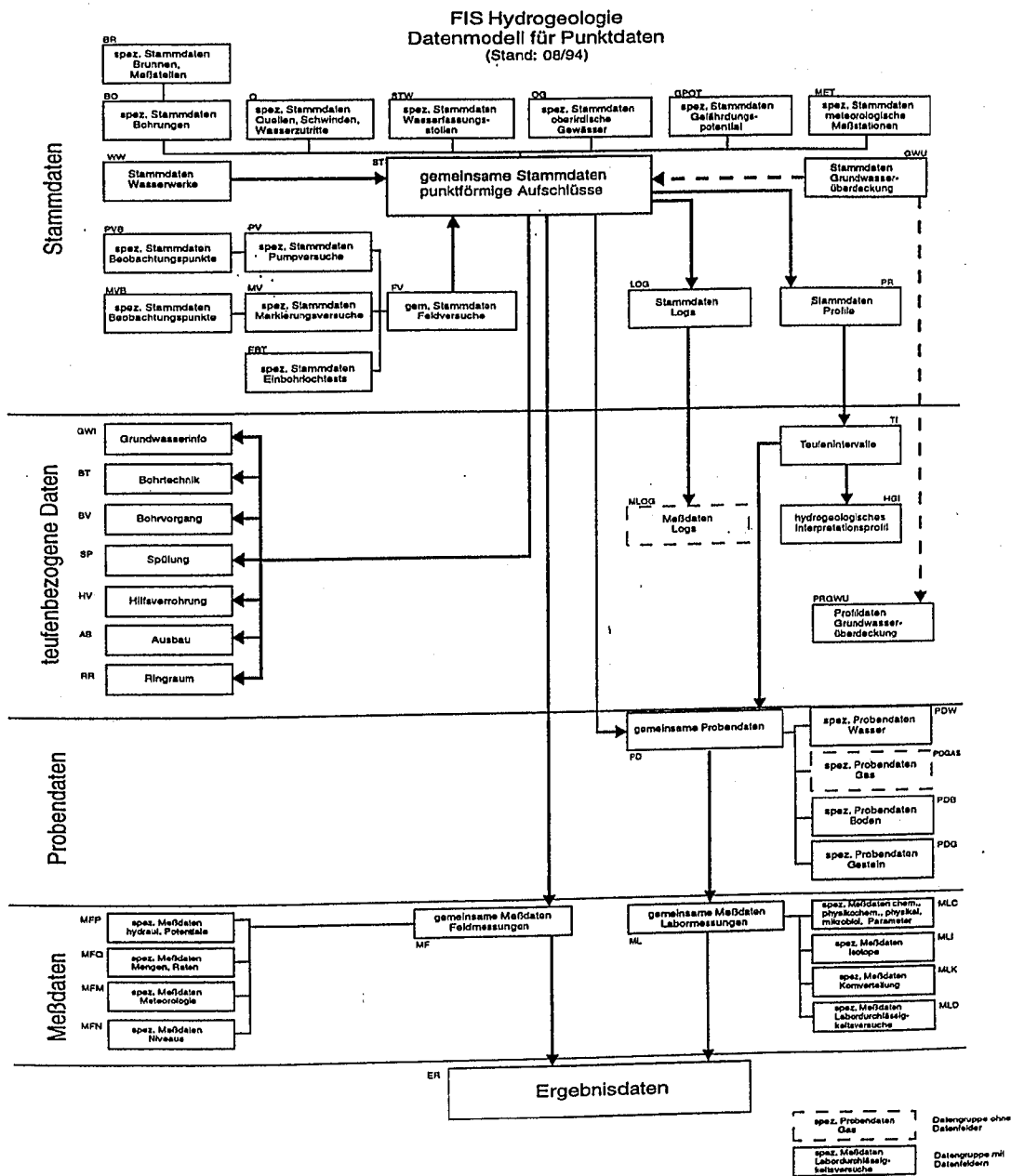


Abb. 2: Datenmodell für Punktdaten. Aus FIS AG HYDROGEOLOGIE (1994).

z.B. Ausbißdarstellungen mit Schichtlagerungskarten und Interpretationsprofilen kongruent sind. Solche Informationsebenen können zusammen in einer Karte dargestellt werden. Aus diesem Bereich der ausgewerteten und bewerteten Daten werden auch externe Nutzer bedient.

4.3 Der Methodenbereich

Der Methodenbereich enthält einerseits die Verfahren zur Erfassung, Aufbereitung und Auswertung der Rohdaten (z.B. Prüfprogramme für Plausibilitätstests, geostatistische Verfahren). In Form integrierter Methodenmodule unterstützen sie die Erzeugung der primären Informationsebenen (u.a. Grundwassergleichenpläne, Schichtlagerungskarten).

Aus den primären Informationsebenen lassen sich mit geeigneten Methoden für unterschiedliche Fragestellungen neue sekundäre Informationsebenen ableiten. Zu den Methoden, die dafür genutzt werden, gehören die Aggregation und Selektion nach den erhobenen Attributen (Beispiel: Verbreitung von Grundwasserleitern und Grundwassergeringleitern = Aggregation von Verbreitungsflächen hydrogeologischer Einheiten mit den Attributen "Grundwasserleiter" und "Grundwassergeringleiter"), die Verschneidung von zwei oder mehreren Informationsebenen (Beispiel: Risikoflächen in Wasserschutzgebieten = Verschneidung von Wasserschutzgebieten und Risikoflächen), die Verknüpfung durch mathematische Algorithmen (Beispiel: Potentialdifferenzenverteilungen = Subtraktion zweier Grundwassergleichenpläne) und komplexe Verknüpfungen unter Einbeziehung von Bewertungskategorien (Beispiel: Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung [5]). Diese Verfahren sind ebenfalls ein gewichtiger Bestandteil der Methodenbank.

4.4 Einbindung der hydrogeologischen Kartierung in ein FIS Hydrogeologie

Die Einbindung der hydrogeologischen Kartierung in ein Fachinformationssystem Hydrogeologie betrifft alle Arbeitsschritte, die im Rahmen der Kartierung anfallen (Abb. 3; vergl. auch [1]).

- **Bestandsaufnahme:** Die Bestandsaufnahme des hydrogeologischen Inventars eines Kartiergebiets beinhaltet einerseits externe, andererseits interne Recherchen. Die bei der externen Recherche zusammengetragenen Fremddaten werden nach einheitlichen Kriterien erfaßt und in die Datenbank eingelagert. Die Daten werden dabei über Maskentrigger einer ersten Plausibilitätsprüfung unterzogen. Für eine Vorauswertung werden Datenbankauszüge erstellt, wobei einerseits selektive Abfragen eingesetzt, andererseits Daten aus unterschiedlichen Fachbereichen verknüpft werden.

Die Vorteile gegenüber der konventionellen Kartierung sind die dauerhafte Speicherung der Basisdaten, u.a. für eine Fortschreibung der Kartierung, sowie die Möglichkeit, schnell und gezielt auf die Daten zugreifen zu können. Die Vorauswertung kann durch den Einsatz von EDV-gestützten Auswerte- und Darstellungsmethoden wesentlich beschleunigt werden.

- **Datenerfassung:** Die im Fachinformationssystem für die Datenerfassung vorgegebenen Attribute, Kataloge und Begriffslisten gewährleisten für eine ergänzende Erhebung von Daten im Gelände und Labor eine gleichartige und vollständige Beschreibung der einzelnen hydrogeologischen Objekte. Der Aufbau homogener Datensätze ist eine Voraussetzung für die nachfolgende Auswertung.

Kartierung

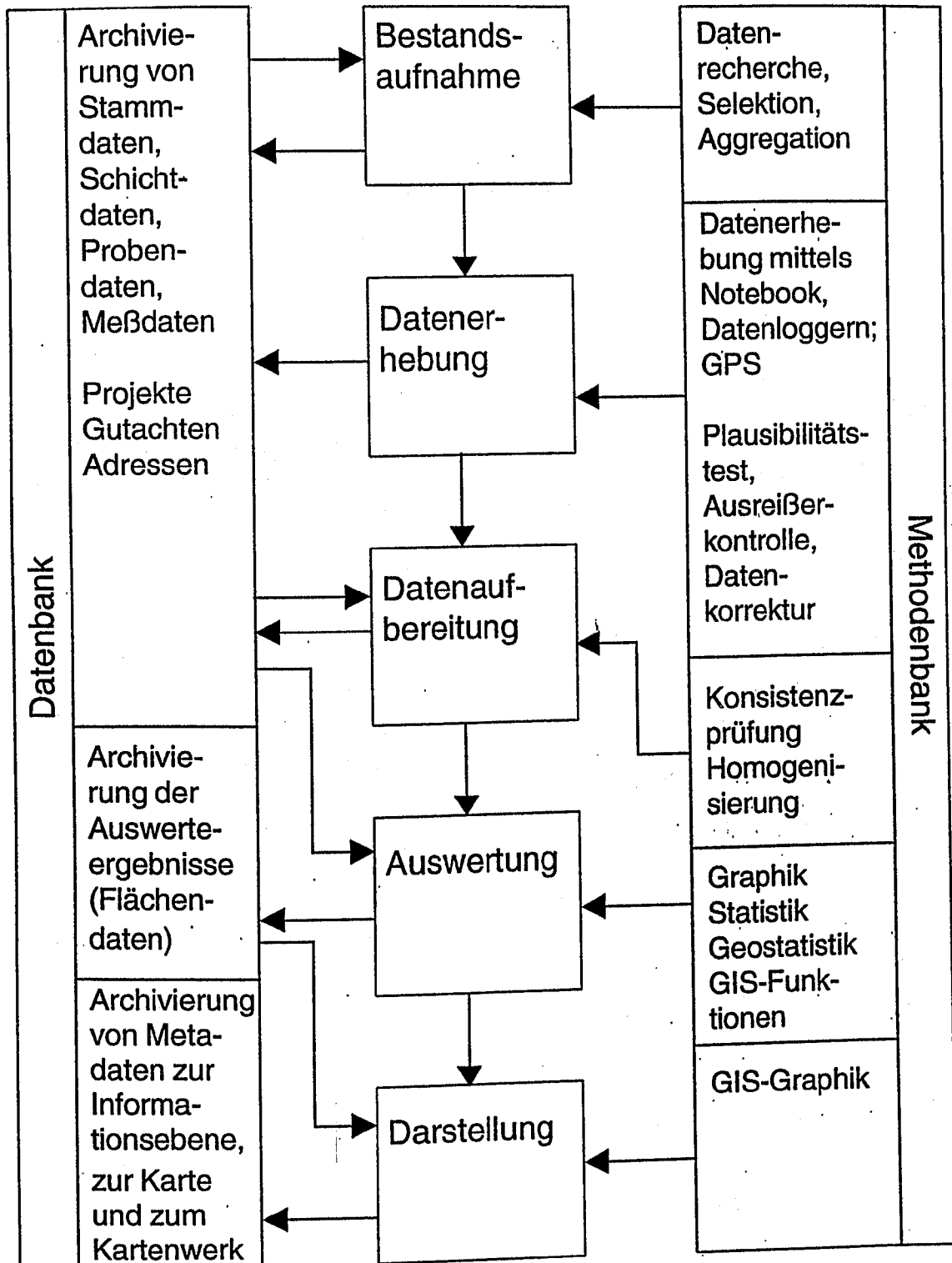


Abb. 3: Einbindung der hydrogeologischen Kartierung in ein FIS-Hydrogeologie.
Aus AD-HOC-AG HYDROGEOLOGIE (in Vorbereitung).

Die Registrierung von Meßdaten sollte möglichst digital erfolgen (z.B. mittels Datenloggern), um langwierige und fehlerträchtige Übertragungen von Daten zu vermeiden. Auch im Laborbereich ist in vielen Fällen bereits über entsprechende Schnittstellen eine direkte Erfassung der Meßwerte und Einlagerung in die Datenbank möglich.

Für die Erfassung von Beobachtungsdaten können Feldcomputer eingesetzt werden, die mit einer entsprechenden Erfassungssoftware ausgestattet sind. Auch die Prüfung der Daten auf Plausibilität kann damit im Gelände erfolgen, wodurch ggf. zeitaufwendige Nachbegehungen entfallen. Desweiteren lassen sich in den Erfassungsgeräten Hintergrundinformationen wie topographische Karten, geologische Karten, Luftbildpläne oder Aufschlußkarten vorhalten, die die Geländeaufnahme wirkungsvoll unterstützen und in Kombination mit einem GPS Positionsbestimmungsgerät die Orientierung im Gelände erleichtern.

- **Datenaufbereitung:** Da die Daten, die für die Kartierung ausgewertet werden sollen, aus unterschiedlichen Quellen stammen, ist in aller Regel eine Aufbereitung und Homogenisierung erforderlich, soweit dies nicht bereits bei der Datenerfassung erfolgte. Dabei sind z.B. die Qualität der Daten, systematische Abweichungen zwischen Datenkollektiven unterschiedlicher Herkunft sowie Fragen der inhaltlichen, räumlichen und zeitlichen Konsistenz der Datensätze zu prüfen. Konsistente Datensätze lassen sich u.U. durch eine Datenaufbereitung erzeugen. Sowohl die Konsistenzprüfung als auch die Datenaufbereitung können durch geeignete EDV-Module aus dem Methodenbereich wirkungsvoll unterstützt werden.

- **Datenauswertung:** Für die Datenauswertung werden in größerem Umfang graphische Arbeitsgrundlagen benötigt, z.B. Profilsäulendarstellungen von Bohrungen, Logs in definierten Maßstäben, Pumpversuchs- und Markierungsversuchsdiagramme, Gangliniendarstellungen, Belegpunktkarten u.s.w. Diese Unterlagen lassen sich mit einer entsprechenden Graphiksoftware, die über Schnittstellen auf die Datenbank zugreift, schnell und einfach erzeugen.

Ein Schwerpunkt der Auswertung bei der hydrogeologischen Kartierung ist die Regionalisierung von Punktinformationen, z.B. die Konstruktion von Grenzflächen hydrogeologischer Einheiten, Grundwassergleichenplänen, Iso-konzentrationsverteilungen etc. Als Hilfsmittel stehen dafür eine Reihe von geostatistischen Verfahren wie z.B. Kriging zur Verfügung. Auch diese Verfahren werden in der Methodenbank vorgehalten.

Schließlich sollten in der Methodenbank auch die oben erwähnten Verfahren zur Erzeugung abgeleiteter Informationsebenen (Aggregation, Selektion, Verschneidung, Verknüpfung) vorhanden sein. Sie sind Bestandteil der gängigen GIS-Software.

Der Arbeitsablauf bei der Datenauswertung wird besonders wirkungsvoll unterstützt, wenn die einzelnen Verfahren zu Methodenmodulen zusammengefaßt sind, die den Arbeitsablauf nachbilden.

- **Darstellung:** Die Kartiererergebnisse werden auch in Zukunft in Form von hydrogeologischen Karten mit festgelegten Inhalten ausgegeben werden. Konstruktion und Layout der Karten werden durch Programmsysteme der GIS-Graphik unterstützt, die direkt auf die Datenbank zugreifen. Daneben werden in verstärktem Umfang Spezial-

karten für individuelle Problemstellungen hergestellt werden. Diese Möglichkeit ergibt sich aus der freien Kombinierbarkeit der Informationsebenen und den in der Datenbank gespeicherten Hintergrundinformationen. Schließlich wird ein Großteil der Kartiererergebnisse in Form digitaler Datensätze weitergegeben werden, speziell solche, die extern digital weiterverarbeitet werden, wie z.B. Eingangsparameter für numerische Modelle.

5. Ausblick

Die modernen Informations- und Kommunikationstechniken bieten die Möglichkeit, Effektivität und Flexibilität der hydrogeologischen Kartierung wesentlich zu erhöhen. Durch die Einbeziehung in ein Fachinformationssystem Hydrogeologie können die Ausgangsdaten wie die Kartiererergebnisse dauerhaft in Datenbanken abgespeichert werden und sind darüberhinaus schnell verfügbar. Die in der Methodenbank vorgehaltenen Verfahren unterstützen in vielfältiger Weise die Aufbereitung und Auswertung der Daten und die Darstellung der Kartiererergebnisse. Die gesamte Kartierkonzeption wird sich dahingehend verändern, daß in Zukunft nicht mehr die Erstellung einer oder mehrerer Karten Ziel der Kartierung sein wird, sondern die systematische hydrogeologische Beschreibung des Kartiergebiets und die Speicherung dieser Informationen in Datenbanken. Die Ausgabe einer standardisierten hydrogeologischen Karte wird nur eine Form der Ausgabe der Kartiererergebnisse sein.

Durch die Möglichkeit der einfachen Verknüpfung von Informationsebenen aus den verschiedenen Fachinformationssystemen durch das Kernsystem ergeben sich darüberhinaus vielfache Ansätze zur fachübergreifenden Nutzung der Ergebnisse der hydrogeologischen, geologischen, rohstoffgeologischen, ingenieurgeologischen

und bodenkundlichen Landsaufnahme. Ein integriertes Kartierkonzept, das alle Fachbereiche einschließt, beinhaltet ein umfangreiches Potential zur Rationalisierung der gesamten geowissenschaftlichen Landsaufnahme.

Geländeaufnahme und Laboranalytik werden auch weiterhin Bestandteil der Kartierung sein, nur das diese sich verstärkt an den vorgegebenen Systematiken orientieren werden. Auch bei der Auswertung wird in Zukunft hydrogeologisches Expertenwissen benötigt, nur das dieses weniger in die Erzeugung einzelner Karten sondern mehr in die Formulierung von Algorithmen einfließen wird.

6. Literatur

- [1] AD HOC AG HYDROGEOLOGIE (in Vorbereitung): Hydrogeologische Kartieranleitung.- Geol. Jb.; (Hannover)
- [2] UMWELTMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG & WIRTSCHAFTSMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG (1992): Klettgau.- Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg: 11 Karten mit Erläuterungsheft; Freiburg (Geologisches Landesamt)
- [3] FIS AG HYDROGEOLOGIE (1994): Datenfeldkatalog für Punktdaten.- Ergebnisbericht der FIS Arbeitsgruppe Hydrogeologie der Ad-hoc-AG Hydrogeologie der Geologischen Landesämter: 11 S., 7 Anl.; Wiesbaden (unveröff.).
- [4] ARBEITSGRUPPE "BODENINFORMATIONSSYSTEM" DER SONDER-ARBEITSGRUPPE " INFORMATIONSGRUNDLAGEN BODENSCHUTZ" DER UMWELT-MINISTERKONFERENZ (1989): Vorschlag für die Errichtung eines länderübergreifenden Bodeninformationssystems.- 25 S.; Hannover (Nieders. Umweltministerium).
- [5] HÖLTING, B., HAERTLÉ, T., HOHBERGER, K.-H., NACHTIGALL, K.H., VILLINGER, E., WEINZIERL, W. & WROBEL, J.-P. (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung.- Geol. Jb. C 63: 5 - 24, 5 Tab.; Hannover.

In der Reihe C der Tübinger Geowissenschaftlichen Arbeiten (TGA) sind bisher erschienen:

- Nr. 1: Grathwohl, Peter (1989): Verteilung unpolarer organischer Verbindungen in der wasserungesättigten Bodenzone am Beispiel der leichtflüchtigen aliphatischen Chlorkohlenwasserstoffe. 102 S.
- Nr. 2: Eisele, Gerhard (1989): Labor- und Felduntersuchungen zur Ausbreitung und Verteilung leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe (LCKW) im Übergangsbereich wasserungesättigte/wassergesättigte Zone. 84 S.
- Nr. 3: Ehmann, Michael (1989): Auswirkungen atmogener Stoffeinträge auf Boden- und Grundwasser sowie Stoffbilanzierungen in drei bewaldeten Einzugsgebieten im Oberen Buntsandstein (Nordschwarzwald). 134 S.
- Nr. 4: Irouschek, Thomas (1990): Hydrogeologie und Stoffumsatz im Buntsandstein des Nordschwarzwalddes. 144 S.
- Nr. 5: Sanns, Matthias (1990): Experimentelle Untersuchungen zum Ausbreitungsverhalten von leichtflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffen (LCKW) in der wassergesättigten Zone. 122 S. **(Vergriffen!)**
- Nr. 6: Seeger, Thomas (1990): Abfluß- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwalddes. 154 S.
- Nr. 7: Einsele, Gerhard & Pfeffer, Karl-Heinz (Hrsg.) (1990): Untersuchungen über die Auswirkungen des Reaktorunfalls von Tschernobyl auf Böden, Klärschlamm und Sickerwasser im Raum von Oberschwaben und Tübingen. 151 S.
- Nr. 8: Douveas, Nikon G. (1990): Verwitterungstiefe und Untergrundabdichtung beim Talsperrenbau in dem verkarsteten Nord-Pindos-Flysch (Projekt Pigai-Aoos, NW-Griechenland). 165 S.
- Nr. 9: Schlöser, Heike (1991): Quantifizierung der Silikatverwitterung in karbonatfreien Deck-schichten des Mittleren Buntsandsteins im Nordschwarzwald. 93 S.
- Nr. 10: Köhler, Wulf-Rainer (1992): Beschaffenheit ausgewählter, nicht direkt anthropogen beein-flußter oberflächennaher und tiefer Grundwasservorkommen in Baden-Württemberg. 144 S.
- Nr. 11: Bundschuh, Jochen (1991): Der Aquifer als thermodynamisch offenes System. - Untersu-chungen zum Wärmetransport in oberflächennahen Grundwasserleitern unter besonderer Be-rücksichtigung von Quellwassertemperaturen (Modellversuche und Geländebeispiele). 100 S.
- Nr. 12: Herbert, Mike (1992): Sorptions- und Desorptionsverhalten von ausgewählten polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) im Grundwasserbereich. 111 S.
- Nr. 13: Sauter, Martin (1993): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW-Germany. 150 S.
- Nr. 14: Bauer, Michael (1993): Wasserhaushalt, aktueller und holozäner Lösungsabtrag im Wutachgebiet (Südschwarzwald). 130 S.
- Nr. 15: Einsele, Gerhard & Ricken, Werner (Hrsg.) (1993): Eintiefungsgeschichte und Stoffaustrag im Wutachgebiet (SW-Deutschland). 215 S.
- Nr. 16: Jordan, Ulrich (1993): Die holozänen Massenverlagerungen des Wutachgebietes (Südschwarz-wald). 132 S.

- Nr. 17: Krejci, Dieter (1994): Grundwasserchemismus im Umfeld der Sonderabfalldeponie Billigheim und Strategie zur Erkennung eines Deponiesickerwassereinflusses. 121 S.
- Nr. 18: Hekel, Uwe (1994): Hydrogeologische Erkundung toniger Festgesteine am Beispiel des Opalinustons (Unteres Aalenium). 170 S.
- Nr. 19: Schüth, Christoph (1994): Sorptionskinetik und Transportverhalten von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) im Grundwasser - Laborversuche. 80 S.
- Nr. 20: Schlöser, Helmut (1994): Lösungsgleichgewichte im Mineralwasser des überdeckten Muschelkalks in Mittel-Württemberg. 76 S.
- Nr. 21: Pyka, Wilhelm (1994): Freisetzung von Teerinhaltstoffen aus residualer Teerphase in das Grundwasser: Laboruntersuchungen zur Lösungsrate und Lösungsvermittlung. 76 S.
- Nr. 22: Biehler, Daniel (1995): Kluftgrundwässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes - Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen. 103 S.
- Nr. 23: Schmid, Thomas (1995): Wasserhaushalt und Stoffumsatz in Grünlandgebieten im württembergischen Allgäu. 145+ 92 S.
- Nr. 24: Kretzschmar, Thomas (1995): Hydrochemische, petrographische und thermodynamische Untersuchungen zur Genese tiefer Buntsandsteinwässer in Baden-Württemberg. 142 S.
- Nr. 25: Hebestreit, Christoph (1995): Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung der Wutach (SW-Deutschland). 88 S.
- Nr. 26: Hinderer, Matthias (1995): Simulation langfristiger Trends der Boden- und Grundwasserversauerung im Buntsandstein-Schwarzwald auf der Grundlage langjähriger Stoffbilanzen. 175 S.
- Nr. 27: Körner, Johannes (1996): Abflußbildung, Interflow und Stoffbilanz im Schönbuch Waldgebiet. 206 S.
- Nr. 28: Gewalt, Thomas (1996): Der Einfluß der Desorptionskinetik bei der Freisetzung von Trichlorethen (TCE) aus verschiedenen Aquifersanden. 67 S.
- Nr. 29: Schanz, Ulrich (1996): Geophysikalische Untersuchungen im Nahbereich eines Karstsystems (westliche Schwäbische Alb). 114 S.
- Nr. 30: Renner, Sven (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen - Untersuchungen und Modellrechnungen am Beispiel eines Karstaquifers. 89 S.
- Nr. 31: Mohrlök, Ulf (1996): Parameter-Identifikation in Doppel-Kontinuum-Modellen am Beispiel von Karstaquiferen. 125 S.
- Nr. 32: Merkel, Peter (1996): Desorption and Release of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) from Contaminated Aquifer Materials. 76 S.
- Nr. 33: Schiedek, Thomas (1996): Auftreten und Verhalten von ausgewählten Phthalaten in Wasser und Boden. 112 S.



ATTEMPTO SERVICE GmbH
Wilhelmstraße 7 · 72074 Tübingen
Telefon: 0 70 71 / 29 7 59 95 / 29 7 35 58