

GRUNDWASSER UND QUELLEN

EINE HYDROGEOLOGIE DES UNTERGRUNDES

VON

ING. DR. MONT. h. c. HANS HÖFER-HEIMHALT

HOFRÄT, EM. O. Ö. PROFESSOR DER GEOLOGIE
AN DER MONTANISTISCHEN HOCHSCHULE IN LEOBEN

ZWEITE AUFLAGE

MIT 66 ABBILDUNGEN



BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDR. VIEWEG & SOHN

1920

Alle Rechte,
namentlich das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten.

Copyright, 1920, by Friedr. Vieweg & Sohn,
Braunschweig, Germany.

GELEITWORTE ZUR ERSTEN AUFLAGE.

Das Wasser ist ein allgemeines Bedürfnis der Menschheit. Die ersten Ansiedelungen derselben waren vielfach von der Nähe des Wassers bestimmt. Die zerstreut liegenden, oft uralten Gehöfte unserer Gebirge sind an Quellen gebunden; jede reichte nur für eine oder wenige Ansiedelungen aus. Gemeinwesen konnten sich hier wegen Wassermangel nicht bilden. Die Wassermenge, die einer Ansiedelung zur Verfügung steht, bedingt ihre Entwicklung, insbesondere wenn damit Viehzucht verbunden ist. Als der Mensch so weit fortgeschritten war, daß er in die Erde Gruben zu graben vermochte, stieß er hierbei auf Wasser; damit war der Brunnen erfunden und es konnten sich die Ansiedelungen enger gruppieren, es konnten sich Gemeinwesen bilden, welche vordem an Bäche und Seen gebunden waren. Das Städtewesen konnte sich frei entwickeln. Dies fand besonders in den Ebenen statt, weil dort nebst anderen Gründen reichlich und vielerorts das Wasser durch Brunnen leicht erschlossen werden konnte.

Dort, wo sonst günstige Besiedelungsverhältnisse waren, doch Quellen und unterirdische Wasserläufe nicht erschlossen werden konnten, lag dem Menschen der Gedanke nahe, das Regenwasser und den Schnee aufzufangen und aufzustapeln; dies geschah und geschieht in Zisternen. Meist war jedoch diese Wassermenge klein und die Entwicklung der Ansiedelung unterbunden und eng begrenzt.

Einen weiteren Fortschritt bildete die Fähigkeit, das Wasser aufzustauen und auf größere Entfernung weiterzuleiten. Dieses setzt eine relativ hohe Kultur voraus, schon aus dem Grunde — abgesehen von dem höheren technischen Können —, weil es ein Beweis dafür ist, daß der Mensch den Wert des guten und gesunden Trinkwassers hoch einschätzte und hierfür große Opfer an Arbeit, Zeit und Geld brachte.

Der hohe Wert guten Wassers ist ja allgemein bekannt, sowohl hinsichtlich des Genusses bei Mensch und Tier, als auch für viele Gewerbe und Industrien; die Mineralwasser geben den Menschen Gesundheit oder ein erhöhtes Wohlbehagen. Die Bodenkultur hängt innig

mit dem Bodenwasser zusammen. Es können wohl weitere Worte über den Nutzen des Wassers des Untergrundes erspart werden.

Für die Menschen ist gutes Wasser gewöhnlich ein gern gesehener Freund; hingegen tritt das Wasser dem Bergmann, dem Tunnelbauer und manchem anderen Techniker auch feindlich gegenüber; oft wird es erst nach schweren Kämpfen, die Gut, Zeit und selbst Menschenleben verschlingen, bewältigt.

Das in der Erde verborgene Wasser verdient somit aus vielfachen Gründen die ganz besondere Aufmerksamkeit des Menschen. Seine Entstehung und Wanderung beschäftigt seit längster Zeit denkende Menschen; wir finden schon Aristoteles in diese Erwägungen versunken.

Heute ist es insbesondere der Techniker, der sich mit den unterirdischen Wasserläufen und deren Austritt zur Erdoberfläche, den Quellen, eingehend vertraut zu machen hat. Es scheint mir deshalb eine Hydrogeologie des Untergrundes ein weitreichendes Bedürfnis zu sein, dem ich versuchen will, durch dieses Buch zu entsprechen.

Unsere verschiedenen, sonst vorzüglichen Lehrbücher der Geologie tragen jenem Bedürfnis des Technikers nicht ausreichend Rücksicht.

Seit dem Jahre 1874 mußte ich mich sowohl als Bergingenieur als auch als Geologe mit der Hydrogeologie des Untergrundes häufig auch praktisch und manchmal auch in sehr komplizierten und verantwortungsreichen Fällen beschäftigen; dies kam auch meinen Vorlesungen zugute. Die Praxis regt zum Forschen und Denken an und prüft mit herrlicher Objektivität das Erdachte, die Theorie.

Dieses kleine Buch, aus meinen Vorlesungen an der hiesigen k. k. montanistischen Hochschule entstanden, will dem praktischen Leben nützen, doch auch der theoretischen Spekulation entsprechen, ohne dabei den realen Boden zu verlieren. Es will nicht den ganzen reichen Stoff erschöpfen, sondern vielfach auf Grund eigener Arbeit ein Leitfaden der Lehre vom Tiefenwasser und der Quellen sein.

Herrn Dr. O. Großpietsch in Leoben sage ich auch an dieser Stelle für die Mitbesorgung der Korrekturen den wärmsten Dank, ebenso der geehrten Verlagsfirma für das stets bewiesene freundliche Entgegenkommen.

Leoben, Ostern 1912.

Hans von Höfer.

GELEITWORTE ZUR ZWEITEN AUFLAGE.

Die Neuauflage wurde, den Fortschritten der Hydrogeologie entsprechend, wesentlich ergänzt, und einzelne Abschnitte wurden ganz umgearbeitet. Sie will, ebenso wie die erste Auflage, nur ein Leitfaden der Lehre vom Tiefenwasser und den Quellen sein. Alle Weit-schweifigkeiten, welche die Kenntnis nicht nennenswert fördern und den Überblick erschweren, wurden vermieden.

Ich gestatte mir den Wunsch auszusprechen, daß diese zweite Auflage, deren Umfang sich um 63 Seiten und 15 Abbildungen erhöhte, dieselbe freundliche Aufnahme finden möge, wie der erste Versuch.

Der geehrten Verlagsfirma habe ich auch diesmal zu danken, besonders mit Hinblick auf die schwere Zeit.

Wien III, im Januar 1919.

Hans von Höfer.

Inhalt.

Beschaffenheit und Beurteilung des Wassers.		Seite
Chemische Zusammensetzung, physikalische Eigenschaften (Farbe, Dichte, Ausdehnung, Kompressibilität, Verdunstung, Siedetemperatur)	1	1
Härte des Wassers, Härtegrade, Bestimmung mittels Seifenlösung	2	2
Eisenverbindungen im Wasser	6	6
Mangan-, Blei-, Kupfer- und Zinkverbindungen	7	7
Alkalien, Magnesiumsalze, Ammoniak, salpetrige und Salpetersäure im Wasser	8	8
Chloride, Schwefel-, Kiesel-, Bor-, Phosphorsäure, Fluor, Kohlensäure	9	9
Schwefelwasserstoff, Sauerstoff, Luft, organische Substanzen im Wasser	10	10
Huminstoffe, Bakterien im Wasser	11	11
Schwebestoffe, Gesamtrückstand	12	12
Glühverlust, Wasserprobe für chemische und physikalische Zwecke	13	13
Probe für mikroskopische und bakteriologische Zwecke	14	14
Eigenschaften des guten Trinkwassers	15	15
 Atmosphärische Niederschläge und deren Versickerung.		
Bodenwasser, seine Entstehung	16	16
Grund-, Fels- (Poren-, Spalten- und Höhlen-) Wasser. Oberflächen- und Kondensationswasser zur Speisung der Tiefenwasser, Bodenwassermenge der Erde	17	17
I. Speisung des Bodenwassers durch Infiltration	18	18
A. Der Einfluß der atmosphärischen Niederschläge	18	18
1. Art der atmosphärischen Niederschläge (Regen, Schnee usw.)	18	18
2. Menge der jährlichen atmosphärischen Niederschläge	19	19
Regenhöhe	19	19
Isohyeten, Regenmesser (Ombrometer)	19	19
Örtliche Verteilung der Regenmenge, größte Niederschlagsmengen.	21	21
Niederschlagsmengen in Mitteleuropa	22	22
3. Verteilung, Dauer und Stärke der atmosphärischen Niederschläge	23	23
Normale Regenhöhe, Häufigkeit des Regens, Ergiebigkeit und Dichte des Regens, Einfluß der Grundluft	23	23
Jährlicher Gang der Niederschläge in Berlin	24	24
Einfluß des Schneeschmelzens und der Regendichte auf die Infiltration	25	25
Einfluß des Taues, der Bewölkung und der Dauer des Sonnenscheins	26	26

	Seite
B. Einfluß der Erdoberfläche	26
I. Einfluß im großen (orographischer Einfluß)	26
In Europa	27
In Kalifornien	28
II. Einfluß im einzelnen	28
1. Abflußgeschwindigkeit des Regenwassers	29
a) Neigung des Bodens. b) Widerstände beim Abfließen	29
2. Skulptur und Bepflanzung der Erdoberfläche. Verlängerung des Weges	30
Einfluß der Wiesen, Felder und Wälder. Ebermayer, v. Seckendorffs Beobachtungen	31
Einfluß des Baumwuchses. Untersuchungen von Ney und Hoppe von Oztotzkij, Fautrat, Lorenz v. Liburnau	32
3. Durchlässigkeit (Permeabilität) der Gesteine, Porenvolumen, Porenquotient, durchlässig und undurchlässig, Gebirgs-, Berg- oder Grubenfeuchtigkeit	34
Porenvolumen und Porenquotient der Sande	35
Einteilung der Sande und Kiese, Bestimmung des Porenvolums	36
Tabelle: Die Porenquotienten der Gesteine	39
Die Zerklüftung, Kapillarität und Adhäsion der Gesteine	40
Wasserläsige und undurchlässige Gesteine. Einfluß der Lage der Schichtung und der Winde auf die Permeabilität	41
Praktische Anwendung: Verbauung der Pingen; beim Salzbergbau bei Wildbächen; Grundwasserfabrik	42
4. Teilung der Niederschläge. Die Drittelregel (Specht)	44
a) Verdunstung. Versuche von Wollny, Ebermayer, Mayer, Schmidt, Eser	45
Einfluß der Oberflächenbeschaffenheit	46
Wasserkonsum der Pflanzen. Verdunstungsmesser (Admometer)	47
Berechnung der Verdunstung in Stromgebieten. Ules Formel	48
b) Abfluß	48
Karl Fischers Tabelle	49
M. Singers Tabelle für Österreich	50
c) Versickerung (Infiltration). Versickerungsmesser (Lysimeter)	50
Ebermayers, Charnocks und v. Möllendorffs Versickerungsbeobachtungen	51
Infiltrationskoeffizient nach „Hütte“, Ule, Piefke, Wunderlich	52
Versickerung in Mecklenburg, im Bayerischen Weißjura, in der böhmischen Kreide	53
Lauterburgs Tabelle hierzu	54
Beckers und Iszkowskis Bestimmungen der Infiltrationskoeffizienten	54
Durchlässigkeit des Untergrundes mit Rücksicht auf Gestalt und Kultur des Geländes (Lauterburgs Tabelle)	55
Beispiel der Berechnung der Quellenergiebigkeit. Fanggebiet des Bodenwassers	56
II. Speisung des Bodenwassers durch Kondensation. Volgers Hypothese	58
Kritik der Hypothese Volgers	59
Durch v. Hann	60
Kritik der Hypothese Volgers durch Muray (62), Wollny, Soyka, Mohr, Gieseler, Ihne, Sonntag und Jarz sowie durch Liznar	63

	Seite
Verteidigung durch Mohr, Sonntag und K. Jarz	63
Versuche von Krüger, Hädike	64
Entstehung der Quellen durch Tau und Nebel. Gipfelquellen, am Zirbitz- kogel, auf der Koralpe	65
v. Hanns Anschauung. Dufours Hypothese über die Nebelquellen . . .	66
Novaks Hypothese über die Entstehung der Quellen aus Meerwasser in dem tellurischen Hohlraume.	67
III. Das juvenile Wasser	67
IV. Das fossile Wasser	67
Das Grundwasser.	
1. Entstehung des Grundwassers. Definition des Grundwassers	68
Ansammlung des Grundwassers. Bezugsorte	68
Wasserkapazität des Bodens. Stau und Strom des Grundwassers	69
Grundwasserquelle	70
Speisung durch subterrane Quellen. Grundwasserträger. Typen der Grund- wasserträger	71
Talweg des Grundwassers.	72
Paramelli und Luegers Prinzipien des Wasserschürfens	73
2. Die Grundwasserdecke. Grundluft	73
Absolute Wasserkapazität. Bodennebel. Einfluß der Pflanzen, der Durch- lässigkeit, der Luft.	74
Mikroorganismen in der Grundwasserdecke	75
3. Beziehungen des Grundwassers zu dem Tagwasser	75
Das Grundwasser speist die Flüsse	75
Einfluß der Gezeiten auf das Grundwasser	76
Einfluß der Schwankungen des Flußspiegels auf das Grundwasser. Austritt des Grundwassers in den Fluß und des Flußwassers in das Grundwasser	77
Beispiel Weißkirchen (Steiermark).	79
Rheinebene	80
4. Die Gestalt des Grundwasserspiegels und dessen Gefälle	80
Unregelmäßigkeiten im Gefälle und deren Ursachen. Bestimmung der Mächtigkeit des Grundwasserstromes. Hydroisohypsen	81
Aufnahme der Hydroisohypsen	82
Spezifisches Gefälle	83
Beispiele hierfür; seine hydrotechnische Bedeutung.	84
Isosideren, Isochlorinen, Isokleren	85
5. Bewegungsrichtung des Grundwasserstromes	85
Bestimmung der Stromrichtung: 1. Mittels Hydroisohypsen, praktische Be- deutung (Beispiele)	85
2. Mittels der Salzungsmethode	86
3. Färbungsmethode. Vorsichten bei Anwendung basischer, organischer Farben (Fluoreszin und Uranin)	87
4. Mittels Schwimmer in einem einzelnen Brunnen. 5. Beurteilung nach dem Gelände. 6. Mittels der Flutmethode	88
6. Geschwindigkeit des Grundwasserstromes	89
Bestimmung mittels 1. der Flut-, 2. der Salzungsmethode	89
3. Die elektrische Methode Slichters	90
Ermittelte Geschwindigkeiten (Beispiele).	92

	Seite
7. Schwankungen des Grundwasserspiegels	92
Ursachen	92
Tägliche, monatliche, jährliche und säkulare Schwankungen, Messungen mittels Latten, Schnüren und Schwimmapparaten	93
Größe der Schwankungen	94
Speisung der Seen mit Grundwasser von unten und von der Seite	95
Verschwinden der Bäche infolge niederen Grundwasserstandes	96
Bedeutung der Schwankungen für die Hygiene	97
Grundluft	98
Bedeutung der Schwankungen für die Bodenkultur	99
8. Einfluß des Pumpens; Ergiebigkeit des Grundwasserstromes	100
Senk- oder Depressionstrichter infolge des Pumpens	100
Beispiel von Deisenhofen	102
Durchlaßkoeffizient	102
Darcys Gesetz der Filtriergeschwindigkeit. Bestimmung des Durchlaß- koeffizienten	103
G. Thiems Versuche	104
Bestimmung der Ergiebigkeit eines Brunnens im allgemeinen und nach O. Lueger	105
Bedeutung der Tiefe des Senktrichters und deren Anwendung für die Wasserversorgung	106
Wasserentnahme aus mehreren Brunnen. Sammelgalerien	106
9. Mehrere Bodenwasserströme übereinander (Bodenwasserhorizonte oder -stock- werke)	107
Beispiel von Trofajach (Steiermark)	107
Andere Beispiele	108
10. Das Grundwasser der Dünen	109
Arten der Dünen, Berechnung der Grundwassertiefe.	109
11. Schwimm- und Triebssand	111
Definition beider	111
Schwierigkeiten beim Durchteufen	111
Äolischer Ursprung des Schwimmsandes, dessen volle Lagerung. Abtrocknen des Schwimmsandes, seine tonigen Partien	112
Brüxer Katastrophe	113
Katastrophe in Schneidemühl (Posen) und Briansk (Rußland).	115

Das Felswasser.

Einteilung	116
1. Das Kluft- und Spaltenwasser. Arten der Klüfte und Spalten	116
Diaklase und Paraklase. Kobalds Versuch. Flözwasser. v. Nordenskjölds Brunnen im Granit	117
Diaklase im Granit von Neu-England	118
2. Höhlenwasser. Katzers Definition	118
Bocks Vergleich, Kerners Beobachtung	119
Haupt- und Schichtgerinne. Beobachtungen in Pola. Vaclusequellen	120
Speisung der Poljen von unten oder seitlich. Verschwinden der Karstbäche. Höhlenwasserstockwerke	121
3. Das Porenwasser. Definition	121

Quellen.

	Seite
Einteilung der Quellen	122.
I. Die abfallenden Quellen; deren Eigentümlichkeiten	123
1. Gehängequellen	123
a) Gletscherquellen	123
b) Schuttquellen. Hungerbrunnen	124
c) Lava-, d) Kalktuff-, e) Moorquellen	125
2. Grundwasserquellen	125
3. Schichtquellen. Einteilung	126
a) Grenzschichtquellen. Entstehung. Beim Schürfen nach Erzen in Kärnten. Vorkommen in den Alpen und in der germanischen Trias Vorkommen bei Klagenfurt. Beziehungen zur Tektonik	126 127
In Isoklinal-, Synklinal- und Antiklinaltälern	128
b) Schichtfugenquellen	128
c) Flözquellen	129
4. Überfallquellen. Einteilung	129
a) Überfallquelle (im engeren Wortsinne)	130
b) Sackquellen	130
Beispiele	131
5. Höhlen- oder Karstquellen	132
Vauclusequellen	132
Beispiele. Submarine Höhlenquellen	133
Intermittierende und periodische Höhlenquellen	134
Stauquellen (Estavelles)	135
Meermühlen bei Argostoli	136
6. Absteigende Spaltenquellen. Gipfelquellen	137
II. Aufsteigende Quellen. Einteilung	138
Hydrostatische Druckquellen; ihre Eigentümlichkeiten	138
Einteilung	139
a) Artesische Schichtquellen. Entstehung	139
Hypothesen von Jentsch und Pantanelli, deren Ablehnung durch Stapf, Herzberg, Koehne, Stella und Petraschek	140 141
Artesische Brunnen, vom Ausfluß unabhängig. Piezometrisches Niveau Saugbrunnen. Einfluß der Verwerfungen. Artesisches Wasser in Kohlenflözen	141 142
Wasserhorizonte. Verwilderung artesischer Quellen	143
Einfluß des Meeres. Beispiele	144
Ergiebigkeit der artesischen Brunnen	145
b) Artesische Schichtverwurfquellen. Erklärung. In Wiskonsin	145
Eine künstliche Abart	146
c) Spaltenverwurfquellen. Erklärung. Mit Erz- und Gesteingängen	146
Oft in Spaltenkreuzen. Nichtanwendung von Dynamit	147
 Mineralquellen. 	
Definition. Heilquellen. Chemische Eigenschaften. Fluor	148
Schwanken der chemischen Eigenschaften. Meist Spaltenquellen	149
Scherrers Quellfassung; fremder Austritt der Quelle	150
Die Mineralquellen bei Lostorf. Bedingungen des Aufsteigens	151

	Seite
Einfluß des Luftdruckes. Intermittierende Springquellen in Ránk, Borschom, Namedy	152
Namedy-Sprudel, Erklärung Altfelds; Einfluß des Grundwassers	153
Bewertung der Mineralquellen, deren Einteilung	154
1. Thermen. Schwankender Begriff	154
Warme Quellen, absolute und heiße Thermen, Akratothermen, Geysire; in Vulkangebieten	155
Böhmischer Thermergraben. Entfernt von Eruption. Teplitz - Duxer Katastrophe	156
Launey's Hypothese widerlegt. Edelgase. Zweiteilung der nordameri- kanischen heißen Quellen nach Emmons u. Harrington. Karlsbad	157
Auftrieb durch Erwärmen. Teplitz-Schönau	158
Tüffer, Schichtthermen	159
Geysire. Eigentümlichkeiten. Verbreitung. Isländische Geysire	160
Chemische Zusammensetzung des Geysirwassers	161
Erklärung der Thermen und Geysire	161
Sueß' Hypothese vom juvenilen Wasser	161
Beobachtungen von Brun, Day und Shopherd, Schwertschlager	162
Metallgehalt und Konstanz der Temperatur des Thermalwassers; vadose und juvenile Thermen. Zusammenhang mit Sulfatoren (Daubrée) und Fumarolen (Knebel)	163
Entstehung der Thermen nach Brun; Schneider, Thoroilden, Mache und Bamberger	164
Wandlung in Sueß' Hypothese. Berechnung der Gesteinsauslaugung von Gautier, Tschermak. Entstehung der Akratothermen nach Lepsius	165
Der Mechanismus der Thermen. Erklärung von Bunsen und des Cloizeaux und Lang	166
Erklärung* von Bergmann - Mackenzie, Honda und Terada, de Lapparant	167
Erklärung von Höfer	168
2. Carbonatquellen oder Säuerlinge. Erklärung. Einteilung	168
Vorkommen und Entstehung	169
Entstehung aus Carbonatgesteinen und Organolithen	170
Einfluß des Luftdruckes. Mofetten	171
3. Haloid- und Solquellen (Kochsalz- oder muriatische Quellen).	
Erklärung. Jod- und Bromquellen. Vorkommen	172
In Eruptivgesteinen. Mit Methan. Übergangsquellen. Ortsnamen	172
4. Sulfatquellen. Glauber-, Bitter-, Gipsquellen	172
Alaun-, Vitriol-, gemischte Sulfatquellen. Entstehung	173
5. Schwefelquellen. Erklärung. Einfluß des Bitumens. Typus Iwonicz	174
6. Radioaktive Quellen. Allgemeines	175
Keine Beziehung zur Wassertemperatur. Halbierungskonstante. Vor- kommen	176
Radioaktive Minerale und Gesteine. Einfluß der Gesteinszerkleinerung	177
7. Borquellen. Vorkommen. Vulkanische Herkunft	177
8. Kieselsäurequellen. Allgemeine Verbreitung der H_2SiO_4 und der löslichen Silicate. In Plombières, in Geysiren	178
9. Salzsäurequellen	178

Die Temperatur des Bodenwassers und der Quellen.

	Seite
Einfluß der Tages- und der Erdwärme.	178
Veränderlichkeit der Temperatur des Grund- und Quellwassers in Straß- burg i. E.	179
Abhängigkeit der Quellwassertemperatur von der Seehöhe, Verdunstung, vom Gasgehalt	181

Die Ergiebigkeit der Quellen.

Definition. Veränderlichkeit.	182
Spezifische Ergiebigkeit. Erhöhung der Ergiebigkeit	183
Ergiebigkeitsgesetz nach A. Thiem. Einfluß des Luftdrucks	184
Einfluß der Vulkane und Erdbeben. Notwendigkeit öfterer Messungen und Untersuchungen	185

**Mineralisation des Bodenwassers;
Abhängigkeit der Wassergüte von geologischen Verhältnissen.**

Wirkung von Luft und Kohlensäure. Wirkung auf Steinsalz, Gips, Anhydrit, Kalk, Dolomit und Silicatgesteine	186
Herkunft der Kohlensäure, des Stickstoffs, Schwefelwasserstoffs, der orga- nischen Säuren. Dauer der Einwirkung	187
Temperaturgesetze im Tauerntunnel. Veränderlichkeit der Mineralisation und deren Ursachen. Beispiel Trofajach	188
Beispiel Heidelberg. Gesteine des weichen Wassers	189

**Die Beeinflussung der Quellen und des Grundwassers;
deren Schutzfelder.**

Zweck der Schutzfelder	189
Schutz der Schichtquellen	190
Schutz der artesischen Quellen und Brunnen. Schutz der Spaltquellen . . .	191
Schutz des Grundwassers	192

Wasserversorgung der Ortschaften.

Bestimmung der Wassermenge	193
Bestimmung der Bevölkerungszahl nach x Jahren. Erwägungen bei der Ver- sorgung mit Quellwasser. Vorarbeiten	194
Versorgung mit Grundwasser. Vorarbeiten	196
Wahl des Versuchsbrunnens. Beobachtungen im Versuchsbrunnen. Versuchs- stollen	197
Artesische Brunnen	198

Beschaffenheit und Beurteilung des Wassers.

Das reine Wasser besteht aus 88,88 Gew.-Tln. Sauerstoff und 11,12 Gew.-Tln. Wasserstoff oder aus 2 Raumteilen Wasserstoff und 1 Raumteil Sauerstoff, welche sich zu 2 Raumteilen Wasserdampf verbinden. Das in der Natur vorkommende Wasser ist jedoch nie chemisch rein, sondern enthält meist in geringen Mengen verschiedene Bestandteile, am häufigsten Ammoniak, Salpeter- und Schwefelsäure, Chlorverbindungen, gelöst und Gase (Luft, Kohlensäure) gebunden. Überdies finden sich meist auch fremde Bestandteile darin schwebend, die oft, wie die Bakterien, erst mikroskopisch erkannt werden. Der Schnee absorbiert bedeutende Mengen Schwefeldioxyd, das sich in zwei Tagen zu Schwefelsäure oxydiert, die sich mit der Zeit anreichert. Beim Einsickern nimmt das Wasser noch mehr fremde Bestandteile, besonders Kohlensäure, auf.

Das reine Wasser ist vollständig durchsichtig, klar, in mächtiger Schicht blau, geruch- und geschmacklos. Das natürliche Wasser hat oft einen mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Geschmack, der von den Beimengungen herrührt. Das Wasser hat bei $+4^{\circ}\text{C}$ seine größte Dichte, wobei 1 Liter 1 kg wiegt. Erwärmt sowohl wie unter 4° abgekühlt nimmt das Volumen zu. Für angenäherte Rechnung genügt die Formel $V_t = 1 + \alpha(t - 4)^2$, wobei V_t das Volumen 1 kg Wassers bei der Temperatur t und $\alpha = 0,0000037991$ ist. Die Wärmekapazität des Wassers ist 4,189.

Das Wasser ist fast gar nicht zusammendrückbar, da die Kompressibilität bei dem Druck von 1 Atm. bei 0° nur 0,0000503 und bei 50° 0,000041 ist. Das Wasser hat ein hohes Lösungsvermögen¹⁾, verdunstet bei jeder Temperatur, in der Wärme mehr als in der Kälte. Die Verdunstung wird befördert durch geringeren Druck der Luft, deren Bewegung und geringer Sättigung mit Wasserdampf; die Stärke der Verdunstung richtet sich somit nach dem Sättigungsdefizit der

¹⁾ 1 Vol. Wasser absorbiert bei 1 Atm. Druck bei 10°C Sauerstoff 0,033, Stickstoff 0,016, Kohlensäure 1,185 Vol.; bei 20° — 0,0284, bzw. 0,014 und 0,9014 Vol. (Bunsen, Ann. Chem. u. Pharm. **93**, 20, 1855.)

Luft. Die höchste Wasserdampfmenge, welche die Luft aufzunehmen vermag, ist das Sättigungsmaximum, das bei gleichem Barometerstand (Luftdruck) von der Temperatur abhängt.

Die Siedetemperatur des Wassers ist bei 1 Atm. Druck + 100° C, steigt mit dem Druck und mit der Art und Menge der gelösten Bestandteile; sie steigt z. B. bei 7 Proz. Kochsalz auf 101°, bei 35 Proz. auf 107°. 1 m³ Luft enthält bei 4° — 6,37, bei 10° — 9,37, bei 15° — 12,76, bei 20° — 17,16 g Wasserdampf bei 1 Atm. Druck.

Das Trinkwasser¹⁾, das auch zum Kochen dient, muß vollständig klar und rein sein; Schwebestoffe, welcher Art immer, dürfen nicht vorkommen; es muß alle früher genannten Eigenschaften des reinen Wassers besitzen. Der Geschmack soll nur erfrischend sein, was durch eine entsprechende Temperatur, durch einen Kohlensäure- und Luftgehalt bedingt wird. Erstere ist für Trinkzwecke am vorteilhaftesten, mit + 8 bis 12° und mit mehr als 15° nicht mehr erfrischend und unter + 5° der Gesundheit abträglich. Das Wasser muß geruchlos sein; ein übler Geruch rührt oft von Abfall- und Fäulnisstoffen her. Die Reaktion des Trinkwassers ist meist schwach alkalisch; eine saure Reaktion in der Kälte und eine basische nach dem Erhitzen zeigt ziemliche Mengen von Kohlensäure an; eine saure Reaktion nach dem Kochen verweist auf eine freie Mineralsäure, welche das Wasser unbrauchbar macht.

Der höhere Kohlensäuregehalt bedingt in der Regel einen höheren Gehalt an mineralischen Bestandteilen, besonders an Calcium und Magnesium. Diesen Gehalt bezeichnet man als Härte des Wassers, er wird in Härtegraden ausgedrückt; in 100000 Gew.-Tln. Wasser entspricht dem deutschen Härtegrad (H_d) 1 Tl. Calcium-Magnesiumoxyd, dem französischen (H_f) 1 Tl. Calcium-Magnesiumcarbonat und dem englischen (H_e) 1 Gran Calcium-Magnesiumcarbonat in 1 Gallon (4,5435 Liter) Wasser. Überall wird der Magnesiumgehalt in Kalk umgerechnet, bei den deutschen Härtegraden dadurch, daß man ersteren mit 1,4, in den Carbonaten mit 1,75 multipliziert. Zur Umrechnung dieser verschiedenen Härtegrade bediene man sich der Formeln:

$$H_d = 1,786 H_f = 1,25 H_e.$$

In Mitteleuropa sind fast durchweg die deutschen Härtegrade üblich. Man unterscheidet weiche und harte Wasser, ohne daß hierfür eine scharfe Grenze vereinbart wäre; meist nimmt man für ersteres 12 H_d als obere Grenze an; hartes Wasser hat bis 30, sehr hartes Wasser über 30 H_d . Für das Trinkwasser ist ein gewisser Härtegrad nicht abträglich, da man annimmt, daß der Kalk für die Knochenbildung und gegen einen Überschuß von Magensäure vorteilhaft wirkt;

¹⁾ Aug. Gärtner, Die Hygiene des Wassers; gesundheitliche Bewertung, Schutz, Verbesserung und Untersuchung des Wassers. Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig, 1915.

doch soll der Magnesiumgehalt nicht über 4 bis 5 H_d steigen. Hartes Wasser ist für verschiedene gewerbliche und industrielle Zwecke, wie zur Speisung der Dampfkessel (Kesselsteinbildung), für Bierbrauereien, Färbereien, Druckereien, Bleichereien, Zucker- und Papierfabriken abträglich und muß dann künstlich enthärtet werden; auch benötigt ein hartes Wasser beim Waschen viel mehr Seife, die wenig schäumt, und beim Kochen von Hülsenfrüchten, deren Nährwert und Wohlgeschmack herabgesetzt wird, mehr Brennstoff. Hartes Wasser, ebenso chloridreiches, ist für die Tee- und Kaffeebereitung ungünstig; hingegen schützt es Eisenrohre vor dem Rosten, da sich Kalkniederschläge bilden.

Unter Gesamthärte (H_g) versteht man die Härte des frischen ungekochten Wassers. Durch das Kochen entweicht ein Teil der Kohlensäure, weshalb ein Teil des Calcium- und Magnesiumcarbonats als unlöslich ausgefällt wird. Diese, wieder auf 100 000 Tle. Wasser berechnet, ist die temporäre oder Carbonathärte (H_t), welche bei den deutschen Härtegraden auf Calcium-Magnesiumoxyd umgerechnet werden muß; sie ist der gebundenen Kohlensäure äquivalent und kann aus dieser berechnet werden. Die Härte des gekochten Wassers ist die bleibende oder permanente (H_p), auf welche besonders die Sulfate, Nitrate, Chloride und Silicate der genannten Erdalkalien mitbestimmend wirken. Es ist $H_g = H_t + H_p$. Der Härtegrad, gewöhnlich der gesamte, wird entweder aus der quantitativen Analyse des Wassers berechnet oder technisch direkt meist mittels Seifenlösung bestimmt.

Die Analysen geben den Gehalt an mineralischen Bestandteilen in Milligramm in 1 Liter = 1000 000 mg Wasser, in 1/mg an. Da die Härtegrade sich jedoch auf 100 000 Tle. Wasser beziehen, so müssen die Analysenresultate durch 10 dividiert werden.

Beispiel: In 1 Liter Wasser wurden gefunden 96 mg Kalk und 30 mg Magnesia; diese auf Kalk umgerechnet $30 \times 1,4 = 42$, weshalb die Härte in deutschen Graden $(96 + 42) : 10 = 13,8$ ist.

Es ist eine längst bekannte Tatsache, daß weiches Wasser mit Seife viel mehr schäumt als hartes. Die Stearinsäure der Seife bildet mit dem Kalk und der Magnesia eine unlösliche Verbindung, welche die Poren der Haut und des Gewebes verstopft; erst wenn der ganze Gehalt der alkalischen Erden des Wassers gebunden ist, kann es schäumen. Darauf hat Clark die Härtebestimmung mittels Seifenlösung gegründet, welche nur annähernd genaue Resultate gibt, die jedoch wesentlich verbessert bei entsprechender Übung der Praxis immer genügen, und den Vorteil bietet, daß sie leicht und sehr rasch auch vom Ingenieur und Geologen ausgeführt werden kann, weshalb sie hier mitgeteilt werden soll. Es ist dies eine titrimetrische Methode mittels einer Normalseifenlösung. Die vollständige Ausfällung der vorhandenen Calcium-Magnesiumsalze wird durch kräftiges Schütteln befördert, wobei anfangs keine Schaumbildung eintritt, diese jedoch erfolgt, sobald ein kleiner Überschuß von Seifenlösung im Wasser

vorhanden ist; es zeigt sich ein zarter dichter Schaum, welcher fünf Minuten bestehen und nach viertelstündigem Stehen beim neuerlichen Schütteln sich wieder bilden muß. Nach W. Kalmann ist es vorteilhafter, statt viertelstündigen Wartens die Beschaffenheit des Schaumes und den Klang beim Schütteln zu beachten. Der Schaum soll ruhig sein, d. h. die Blasen sollen nicht gleich nach erfolgtem Schütteln zu zerplatzen beginnen, und der Klang sei dumpf, nicht so hell, als wenn Wasser an das Glas schlägt.

Zu jeder Härtebestimmung werden 100 cm³ Wasser verwendet. Da die Normalseifenlösung nur für 12° H_a verwendbar ist, ferner die Endpunkte für weniger harte Wasser leichter zu erkennen sind, so ist es angezeigt, die Bestimmung gleich mit einer mit destilliertem Wasser verdünnten Probe durchzuführen. Man nimmt deshalb nur 25 cm³ Probewasser und füllt 75 cm³ destilliertes Wasser nach, so daß wieder 100 cm³ erreicht sind, bringt sie in eine etwa 300 cm³ fassende, mit Glasstopfen verschließbare Flasche und titriert mittels der Normalseifenlösung. Nach jedem Zusatz derselben schüttelt man kräftig um und beobachtet, ob die früher erwähnte Schaum- und Klangreaktion eintritt. Bei langsamer Ausführung kommt es häufig vor, daß bei erfolgter Absättigung des Kalkes durch die Fettsäuren der Seife ein scheinbares Ende vorgetäuscht wird. Man lese ab und setze noch weiter Seifenlösung zu; war früher das Ende wirklich erreicht, so tritt keine Änderung ein und gilt die erste Ablesung; war jedoch die Magnesia nicht abgesättigt, so wird der Schaum wieder unruhig, der Klang hell und man titriert nun bis zu Ende. Diese geschilderte Erscheinung ist bei magnesiareichen Wassern so charakteristisch, daß man eine annähernde quantitative Bestimmung von Kalk und Magnesia durchführen kann.

Aus den verbrauchten Kubikzentimetern Seifenlösung findet man mit Hilfe der folgenden Tabelle die zugehörigen Härtegrade, welche mit 4 bzw. jener Zahl zu multiplizieren sind, welche das Verhältnis der Verdünnung des Probewassers ausdrückt¹⁾.

Die Herstellung der Normallösungen geschieht auf folgende Weise:

Normalhärtewasser, entsprechend 12° Härte, wird erzeugt durch Auflösen von 0,3685 g feingepulverten Marienglases (Gips) oder 0,523 g kristallisierten Bariumchlorids in 1 Liter destilliertem Wasser.

Normalseifenlösung: 45 cm³ entsprechend 12° Härte. 10 g fein geschnittener Marseillerseife, welche man in den Apotheken und besseren Drogenhandlungen erhält, werden in 1 Liter 95proz. Alkohols gelöst, die Lösung eventuell filtriert und je 200 g derselben mit einem Gemische von 150 cm³ destilliertem Wasser und 130 g desselben Alkohols verdünnt.

¹⁾ Diese Beschreibung des Untersuchungsvorganges und der Herstellung der Normallösungen, sowie die folgende Tabelle sind der 2. Auflage von W. Kalmann, „Kurze Anleitung zur chemischen Untersuchung von Rohstoffen usw.“ (Leipzig u. Wien 1906) entnommen.

Mit der so verdünnten Seifenlösung und dem Normalhärtewasser wird ein Titrierversuch vorgenommen, indem man 50 cm³ Härtewasser mit 50 cm³ destilliertem Wasser verdünnt und unter kräftigem Schütteln so viel Seifenlösung zusetzt, bis ein bleibender Schaum entsteht. Es sollten 24,4 cm³ Seifenlösung verbraucht werden, doch bedarf man tatsächlich weniger, da die Seifenlösung noch zu konzentriert ist.

Aus der Differenz findet man, wieviel eines Alkohol-Wassergemisches, nach obigem Verhältnis, man zu der verbrauchten Seifenlösung zusetzen muß, und rechnet diese Zahl auf das Gesamtvolumen der Seifenlösung um. Nach erfolgter Verdünnung wiederholt man den Titrierversuch und geht eventuell in gleicher Weise vor, bis die entsprechende Menge von 24,4 cm³ Seifenlösung gebraucht wird (siehe folg. Tabelle).

In geübter Hand gibt die Seifenmethode sehr häufig ganz brauchbare Resultate, doch ist sie bei komplizierter Zusammensetzung des Wassers weniger verlässlich; dies ist besonders der Fall beim Überwiegen der Magnesiumsalze, bei höherem Gehalt an Huminstoffen und Bicarbonaten, von Eisenverbindungen¹⁾. Für solches Wasser eignet sich Bachers Kaliumpalminatmethode, welche W. Pflanz folgendermaßen abänderte: 100 cm³ Wasser werden mit 1 bis 2 Tropfen Methylorange (1:500) als Indikator versetzt und mit $\frac{n}{10}$ -Salzsäure bis zur Rosafärbung des Indikators titriert. Die aus den Bicarbonaten (bzw. Carbonaten) frei werdende Kohlensäure wird durch Einpressen von Luft mittels eines Gummigebläses oder einer Wasserstrahldruckpumpe oder auch durch Erwärmen ausgetrieben. Danach versetzt man die Lösung mit 8 bis 10 Tropfen Phenolphthalein (1:100) und stumpft den geringen Säureüberschuß mit $\frac{n}{10}$ -Kalilauge bis zur neutralen oder ganz schwach alkalischen Reaktion des Phenolphthaleins ab. Dann gibt man die $\frac{n}{10}$ -Kaliumpalminatlösung unter Umschwenken hinzu, bis eine ziemlich kräftige, längere Zeit anhaltende Rosafärbung auftritt. — Multipliziert man die verbrauchten Kubikzentimeter $\frac{n}{10}$ -Salzsäure bzw. Palminatlösung mit 2,8, so erhält man die temporäre Höhe bzw. Gesamthärte in deutschen Härtegraden (1 cm³ Salzsäure bzw. Kaliumpalminat entspricht 2,8 mg CaO).

Die Härte des Wassers, welches keine oder nur sehr wenig Alkalisalze enthält, läßt sich auch aus der elektrischen Leitfähigkeit bestimmen, da diese zur Härte proportional ist.

Die freie Kohlensäure gibt dem Wasser eine saure, jedoch in Verbindung mit Calcium und Magnesium eine basische Reaktion. Da die Kohlensäure des Quellwassers beim weiteren oberflächigen Fortfließen in Bächen und Flüssen zum Teil entweicht, so verwandeln sich die Bicarbonate in unlösliche einfache, die ausgefällt werden, weshalb das fließende Wasser weicher als das Quellwasser ist.

Das weichste Wasser kommt aus Granit, Porphyr und ähnlichen Eruptivgesteinen, aus Gneis und anderen kristallinen Schiefen. Hartes

¹⁾ Internat. Zeitschr. f. Wasserversorg. 1, 253, 1914.

Wasser kommt aus Kalk, das härteste aus Gips. In Deutschland hat Eupen das weichste ($0,7 H_d$) und Halle a. S. das härteste ($47,3 H_d$) Wasser.

In Grundwasserströmen ist manchmal das Wasser an verschiedenen Orten auch verschieden hart; man zeichnet in der Karte Linien gleicher Härte (Isoskleren), was für die Wasserversorgung von großer Bedeutung sein kann. Die Beobachtungen müssen wiederholt werden.

Tabelle für deutsche Härtegrade.

cm ³ Seifenlösung	Härtegrade	cm ³ Seifenlösung	Härtegrade	cm ³ Seifenlösung	Härtegrade	cm ³ Seifenlösung	Härtegrade
1,8	0,1	13,6	3,1	24,8	6,1	35,4	9,1
2,2	0,2	14,0	3,2	25,1	6,2	35,7	9,2
2,6	0,3	14,3	3,3	25,5	6,3	36,1	9,3
3,0	0,4	14,7	3,4	25,9	6,4	36,4	9,4
3,4	0,5	15,1	3,5	26,2	6,5	36,7	9,5
3,8	0,6	15,5	3,6	26,6	6,6	37,1	9,6
4,2	0,7	15,9	3,7	26,9	6,7	37,4	9,7
4,6	0,8	16,2	3,8	27,3	6,8	37,8	9,8
5,0	0,9	16,6	3,9	27,6	6,9	38,1	9,9
5,4	1,0	17,0	4,0	28,0	7,0	38,4	10,0
5,8	1,1	17,4	4,1	28,4	7,1	38,8	10,1
6,2	1,2	17,7	4,2	28,8	7,2	39,1	10,2
6,6	1,3	18,1	4,3	29,1	7,3	39,5	10,3
7,0	1,4	18,5	4,4	29,5	7,4	39,8	10,4
7,4	1,5	18,9	4,5	29,8	7,5	40,1	10,5
7,8	1,6	19,3	4,6	30,2	7,6	40,5	10,6
8,2	1,7	19,7	4,7	30,6	7,7	40,8	10,7
8,6	1,8	20,0	4,8	30,9	7,8	41,2	10,8
9,0	1,9	20,4	4,9	31,3	7,9	41,6	10,9
9,4	2,0	20,8	5,0	31,6	8,0	41,8	11,0
9,8	2,1	21,2	5,1	32,0	8,1	42,2	11,1
10,2	2,2	21,6	5,2	32,3	8,2	42,5	11,2
10,6	2,3	21,9	5,3	32,7	8,3	42,8	11,3
11,0	2,4	22,3	5,4	33,0	8,4	43,1	11,4
11,3	2,5	22,6	5,5	33,3	8,5	43,4	11,5
11,7	2,6	23,0	5,6	33,7	8,6	43,8	11,6
12,1	2,7	23,3	5,7	34,0	8,7	44,1	11,7
12,4	2,8	23,7	5,8	34,4	8,8	44,4	11,8
12,8	2,9	24,0	5,9	34,7	8,9	44,7	11,9
13,2	3,0	24,4	6,0	35,0	9,0	45,0	12,0

Eisenverbindungen, insbesondere das Bicarbonat und das Sulfat, seltener mit organischen Säuren, sind häufig im Wasser gelöst; sie melden sich dadurch, daß das carbonathaltige Wasser beim Stehenlassen an der Luft eine opalisierende Oberfläche zeigt, trüb wird und daß sich lichtbraune Flocken abscheiden; solche Wasser haben auch einen eigentümlichen Geschmack, sobald der Eisengehalt größer wird. Die Abscheidung des Eisenhydroxyds erfolgt nach der Gleichung:

$$2 \text{FeCO}_3 + \text{O} + 3 \text{H}_2\text{O} = 2 \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2 \text{CO}_2.$$

Spuren von Eisen findet man fast in jedem Wasser, und eine ganz geringe Menge ist nur für die Bleicherei und Färberei nachteilig; im Trinkwasser kann der Eisengehalt bis zu 0,2 mg im Liter ansteigen. Ein höherer Gehalt beeinträchtigt den Geschmack des Wassers; schon 0,7 mg Eisenvitriol gibt im Liter Wasser einen sogenannten metallischen Geschmack, der bei Tee und Kaffee widerwärtig ist. Doch sind eisenreichere Wasser (mehr als 0,1 mg in 1 Liter) für Wäschereien, Bleichereien, Färbereien, Zeugdruckereien, Brennereien, Stärke- und Papierfabriken, Glas- und Tonwarenerzeugung unbrauchbar, hingegen in der Gerberei bis zu einem gewissen Grade willkommen. Manchmal steigt der Eisengehalt des Wassers, insbesondere im Grundwasser, wo er oft raschen und bedeutenden Schwankungen unterliegt, derart, daß das Wasser unbrauchbar wird; während der Breslauer Grundwasserkalamität stieg der Eisengehalt bis zu 140 mg in 1 Liter, hatte jedoch anfangs nur 8 mg. Zeigt sich im Anfang des Pumpversuches das Wasser als eisenhaltig, so muß das Pumpen und die Eisenbestimmung möglichst lang fortgesetzt werden; steigt hierbei der Eisengehalt wesentlich, so ist von dieser Stelle der Wasserentnahme entschieden abzuraten.

Gewisse Spaltalgen (*Chlamydothrix*, *Chrenothis*, *Gallionella*, *Leptothrix*) haben die Fähigkeit, Eisenoxydulsalze zu oxydieren und aus dem Wasser als Eisenhydroxyd manchmal in solcher Menge abzuscheiden, daß in den Wasserleitungen Störungen eintreten. Es müssen deshalb schon aus diesem Grunde eisenreichere Wasser an der Entnahmestelle enteisend werden. Die verschiedenen Methoden des Enteisens beruhen meist auf der Oxydation des Eisenoxyduls zu Oxyd bzw. Hydroxyd, das sich in Flocken abscheidet und in Filtern zurückgehalten wird. Auch die eisenabscheidenden Algen werden zum Enteisen benutzt. Das Grundwasser der norddeutschen Tiefebene leidet häufig an einem relativ hohen Eisengehalt.

Manganverbindungen, gewöhnlich Bicarbonat oder Sulfat, sind in der Regel selten und gesundheitlich indifferent; treten sie reichlicher auf, so scheiden sie aus dem Bicarbonat durch die Luftwirkung einen schwarzen Schlamm ab. Die Algen können dieselben, ja zum Teil größere Schwierigkeiten wie beim Eisen bedingen; die bei diesem genannten Industrien können manganhaltiges Wasser ebenfalls nicht gebrauchen. Im Breslauer Grundwasser stieg der Mangangehalt bis zu 500 mg; er soll im Liter nicht 0,2 mg übersteigen. Das Entmanganen erfolgt nach denselben Prinzipien wie das Enteisen.

Blei-, Kupfer- und Zinkverbindungen finden sich ursprünglich gewöhnlich nur bei Berg- und Hüttenwerken, welche mit den entsprechenden Erzen oder Produkten zu tun haben. Übrigens können sich diese hygienisch sehr bedenklichen Metallsalze, besonders die des Bleies, auch in den Wasserleitungen bilden, wenn das Wasser weich ist oder eine freie Säure führt, wie z. B. Kohlen- oder Huminsäure, und wenn es luft- bzw. sauerstoffreich ist. Die Bleileitungsrohren

haben wiederholt Massenvergiftungen bewirkt; man lasse das Wasser vor Entnahme einige Zeit abfließen. Nach A. Gärtner darf der Bleigehalt höchstens 1, nach M. Rubner jedoch nur 0,36 l/mg¹⁾ sein. A. Schwetz²⁾ fand, daß Wasserleitungen aus verzinkten Eisenröhren bedenklich sind, wenn das Zink auch nur eine ganz geringe Menge Blei enthält, da schon 0,45 Proz. Blei im Zink tödlich wirken können.

Die Alkalien fehlen in keinem Wasser; sie sind bis zu einer gewissen Menge im Trinkwasser zukömmlich. Manche Quellwasser sind hieran so reich, daß sie als Mineralwasser oder bei höherem Chlornatriumgehalt zu Kochsalzerzeugung verwendet werden. Der letztere Gehalt beeinflußt den Keimprozeß in den Brennereien nachteilig und erhöht im Zucker den Aschengehalt. Ein geringer Gehalt an Natriumchlorid soll die Darstellung der Stärke günstig beeinflussen.

Magnesiumsalze wirken auf die Gedärme zumeist abführend; solches Wasser ist als Trinkwasser nicht, für Kesselspeisung, Brauereien, Stärkeerzeugung, Gärungsgewerbe überhaupt nur wenig geeignet.

Ammoniak ist oft ein Indikator, daß das Wasser hygienisch bedenkliche Zersetzungsprodukte aufgenommen hat, falls es nicht aus dem Moorgrund stammt. Auch die Bodenbakterien können Ammoniak bilden. Das Schweizer Lebensmittelamt gestattet einen Höchstbetrag von 0,02 l/mg; doch hat man an verschiedenen Orten Schwedens mit bis 1,7 l/mg Ammoniak keine nachteiligen Folgen beobachtet. Der Geologe und der Bakteriologe werden über die Herkunft und Bedenklichkeit des Wassers zu entscheiden haben.

Die salpetrige Säure ist meist ein noch stärkerer Beweis als das Ammoniak dafür, daß das Wasser höchst bedenkliche Zersetzungsprodukte aufnahm; sie verweist auf menschliche oder tierische Abfallstoffe. Da ein solches Wasser zur Bildung von Diazverbindungen neigt, ist es in der Textilindustrie unbrauchbar. Salpetrige Säure kann auch durch Reduktion der Salpetersäure mittels organischer Substanzen entstehen und ist dann unbedenklich, wenn dies auch von der Salpetersäure gilt. Aus der salpetrigen Säure oder aus dem Ammoniak kann sich Salpetersäure bilden, die aus den früher erwähnten Gründen ebenfalls bedenklich ist, falls nicht nachgewiesen werden kann, daß sie einen anderen Ursprung als in tierischen Abfallstoffen hat. Gutes Trinkwasser soll im Liter nicht mehr als höchstens 20 mg Salpetersäure³⁾ enthalten. Freie Salpetersäure, wie auch die anderen Säuren, greift Kalk, Zement, Metalle an und zerstört sie. Die Nitrate sind in der Zuckerfabrikation sehr schädlich, weil sie das Auskristallisieren des Zuckers im hohen Maße hindern; auch für das Gärungsgewerbe sind sie nachteilig.

1) l/mg = mg in 1 Liter Wasser. — 2) Zeitschr. Ver. Gas-Wasserfachm. Östr.-Ung. 57, 79, 1917. — 3) Diese und andere derartige Grenzwerte (Normalzahlen) werden sehr verschieden angegeben; es wird immer zu untersuchen sein, woher diese unangenehmen Beimengungen des Wassers stammen.

Chloride, insbesondere das des Natriums, sind häufig; sie können dreierlei Herkunft sein, und zwar 1. von Salzlagerstätten oder 2. von Gesteinen, welche Chlornatrium führen, wie z. B. gewisse Schichten der Karpathen (autochthon), welche älter als die miozäne Salzformation sind; diese Herkunft ist also hygienisch unbedenklich; 3. können sie von Abwassern und von Abgängen des menschlichen Haushalts (Harn, Exkremente von Mensch und Tier) herrühren (allochthon) und sind dann in hohem Maße bedenklich. Je nach der Herkunft muß also der Chlorgehalt verschieden beurteilt werden. Im allgemeinen verlangt man, daß das Trinkwasser im Liter nicht mehr als 35,4 mg Chlor enthalten soll, was jedoch bei allochthoner Herkunft zu hoch gegriffen ist. Bis 500 l/mg Kochsalz und 525 l/mg Chlornatrium sind im Geschmack des Wassers kaum bemerkbar. Für die Fischzucht ist die Schädlichkeitsgrenze je nach der Fischart 10 bis 15 l/g. Kochsalzhaltiges Wasser löst Gips und gipshaltiges Material (gewisse Betone) und Blei.

Die **Schwefelsäure** findet sich im Wasser sehr selten frei, häufig jedoch zu Sulfaten gebunden vor. Ein höherer Gehalt der letzteren, z. B. Gips, macht das Wasser hart und für viele Zwecke unbrauchbar. Der Gehalt an gebundener Schwefelsäure darf im Liter Trinkwasser nicht 100 mg überschreiten. Die Schwefelsäure kann von Industrierwasser oder von der Zersetzung des Schwefelkieses, wobei freie Schwefelsäure und Eisensulfat entsteht, herrühren. Calciumsulfat (Gips) ist in manchen Gegenden ein häufiger Bestandteil des Wassers.

Kieselsäure pflegt im Wasser fast immer, doch in so geringer Menge vorzukommen, daß sie ohne Bedeutung ist; sie veranlaßt manchmal, und zwar als Silicat, Kesselsteinbildung, was durch die sonst üblichen Mittel nicht verhindert werden kann.

Die **Borsäure** ist nur in einigen vulkanischen Gebieten von Bedeutung.

Die **Phosphorsäure** stammt meist von tierischen Abfallstoffen und soll selbst in ganz geringen Mengen veranlassen, ihre Herkunft sicherzustellen.

Fluor findet sich in manchen Mineralwassern, besonders in jenen vulkanischer Gegenden, wie Vichy, Celories, Lorderello.

Die **Kohlensäure**, welche im Wasser leicht löslich ist und es wohl-schmeckend macht, kann im Wasser 1. frei (gasförmig), 2. halbgebunden (in Bicarbonaten) und 3. gebunden (in einfachen Carbonaten) vorkommen. Die freie Kohlensäure hat in der Natur als lösendes Agens eine hervorragende Bedeutung; denn sie löst nicht bloß die Carbonatgesteine (Kalk, Dolomit, Magnesit, Ankerit, Siderit usw.), sondern zersetzt auch die Silicate, diesen die Alkalien und alkalischen Erden, sowie das Eisen entführend. Die dadurch gebildeten Bicarbonate der alkalischen Erden bedingen, wie erwähnt, die Härte des Wassers, während die Alkaliencarbonate in geringer Menge den Geschmack des Wassers günstig beeinflussen. Steigt die Menge derselben, so bildet

sich ein Sauerling, in welchem die Kohlensäure in den erwähnten drei Formen vorzukommen pflegt.

In den Behältern und Leitungen kann die freie Kohlensäure, besonders wenn noch Sauerstoff dazu tritt, auf Beton, Mörtel, Asphalt, Blei, Kupfer und Zink zerstörend und dadurch hygienisch nachteilig wirken; diese Zerstörung kann durch Anstriche mit Inertol, Siderosthen, Nigrit u. a. m. verhindert werden.

Die Kohlensäure stammt teils aus der Luft, teils von in Zersetzung begriffenen organischen Substanzen, z. B. Humus, teils von Carbonaten, welche durch Hitze oder Säuren zersetzt werden, oder sie ist juvenilen Ursprungs (s. Sauerlinge).

Der **Schwefelwasserstoff** gibt sich durch den Geruch kund. Er stammt von der Zersetzung von Sulfaten, z. B. Gips, oder von Sulfiden, z. B. Schwefelkies; ferner von schwefelhaltigen organischen Substanzen, wie z. B. Eiweißkörpern, und vom Abwasser mancher Fabriken; in Flachbrunnen rührt er fast immer von Abfallstoffen (Dünger u. dgl.) her, was hygienisch höchst bedenklich ist. Vor Verwendung eines derartigen Wassers muß die Herkunft des Schwefelwasserstoffs, der sich an der Luft rasch abscheidet, dem Wasser jedoch einen ekelhaften Geruch und einen faden bis ekelhaften Geschmack erteilt, festgestellt werden. Der Schwefelwasserstoff ist die primäre Ursache der Gefährlichkeit des Wassers aus Moor- und Schlickboden, welche auf die Sulfate reduzierend wirken; andererseits kann sich Schwefelwasserstoff bei freiem Luftzutritt zu Schwefelsäure oxydieren.

Manchmal finden sich auch andere Schwefelverbindungen, wie z. B. Schwefelnatrium, im Wasser, so in einigen Quellen der Pyrenäen¹⁾.

Der **Sauerstoff** wirkt auf die blanken Metalle und Leitungen oxydierend, um so mehr, wenn das Wasser weich ist; dies wird besonders fühlbar, wenn der Gehalt an Sauerstoff im Liter Wasser 5 cm³ übersteigt. Andererseits wirkt der Sauerstoff im Wasser, wenn es schädliche, reduzierende Stoffe führt, günstig, da diese oxydiert und unschädlich gemacht werden.

Das Wasser enthält meist auch Luft, die, abgesehen von der chemischen Wirkung ihres Sauerstoffs, der hier reicher als im Freien ist, nur insofern von Bedeutung ist, da sie sich, ebenso wie auch andere Gase, in den Scheitelpunkten der Leitung ausscheidet und schließlich den Wasserstrang unterbricht; es muß deshalb für Entlüftung vorgesorgt werden. Im Kölner Leitungswasser sind in 1 m³ durchschnittlich 20 Liter Luft. Luftreiches Wasser sieht milchig aus, klärt sich jedoch beim Stehenlassen ziemlich rasch.

Viele Wasser sind **radioaktiv** (s. radioaktive Quellen).

Die **organischen und organisierten Substanzen** können im Wasser gelöst oder, wie die Bakterien, schwebend sein. Gewöhnlich werden

¹⁾ Chem.-Ztg. 40, 704, 1916.

diese vom Chemiker numerisch angegeben und in der Menge des reduzierten Kaliumpermanganats ausgedrückt. Da jedoch die verschiedenen organischen Stoffe verschieden reduzieren, so dient diese Bestimmungsmethode nur zur allgemeinen Orientierung, ist jedoch immerhin noch besser als die Bestimmung mittels des Glühverlustes des Abdampfrückstandes, wobei man auch die Farbenänderung des letzteren zu beobachten hat. Der Glühverlust kann ja auch Kohlensäure oder Kristallwasser sein. Zur Oxydation der organischen Substanzen, beiläufig 63 mg deren Menge entsprechend, soll 12 mg Kaliumpermanganat, 3 mg Sauerstoff entsprechend, für 1 Liter Wasser genügen.

Eine besondere Berücksichtigung verdient die Menge des Albuminoidammoniaks, da es von tierischen Zersetzungsprodukten herrühren soll und deshalb quantitativ bestimmt wird; der Gehalt im guten Wasser darf höchstens 0,1 l/mg sein.

Huminstoffe, welche das Wasser oft gelblich färben, finden sich in Moorgebieten und sind hygienisch zwar nicht bedenklich, greifen jedoch, da sie oft sauer sind, Metalle an und werden vor dem Gebrauch als Kesselwasser durch Aluminiumsulfat, Alaun oder Kalk entfernt; sie können auch von tierischen und pflanzlichen Stoffwechsel- bzw. Umsetzungsprodukten herrühren.

Bakterien finden sich fast in jedem Quell- und Grundwasser, vermehren sich sehr rasch und ihre Lebensdauer ist bei günstigen Bedingungen eine außerordentlich lange. Man unterscheidet harmlose und pathogene Bakterien, welche letztere gewisse Krankheitsstoffe, wie die der Cholera, Ruhr und des Typhus, bei Tieren den Milzbrand, übertragen; Trinkwasser muß selbstredend von pathogenen Bakterien frei sein. In 1 cm³ Trinkwasser sollen nicht mehr als 100 harmlose Bakterienkeime, die auf einem vorschriftsmäßigen Nährboden innerhalb 48 Stunden bei einer Temperatur von 20° C gewachsen sind, enthalten sein und nur wenigen Arten angehören. Die sogenannten Eisenbakterien wurden bereits erwähnt (S. 7). *Bacterium coli*, der im Darm lebt, weist auf Fäkalstoffe hin. Früher gab man den Gehalt an Bakterien schätzungsweise durch die Anzahl ihrer entwickelungsfähigen Keime in 1 cm³ Wasser an, während später im sogenannten Platten-gießen ein relativer Maßstab gefunden wurde.

Im allgemeinen nimmt im lockeren Boden der Bakteriengehalt rasch ab, weshalb das Grundwasser um so besser ist, je tiefer sein Spiegel liegt. Der Boden, besonders der sandige, ist ein Bakterienfilter. In Berlin fand man in 4 bis 5 m Tiefe den trockenen Boden keimfrei, während an der Erdoberfläche in 1 cm³ 800000 Keime gezählt wurden. Der beste Keimfilter ist Torf, weniger gut ist der Sand- und Ackerboden. Forster¹⁾ fand in 1 g = 1 cm³ Grundwasser des Rheintales in 0,3 m Tiefe im sandigen Letten 1 Million Keime, in 2,0 m im

¹⁾ Durch van Werveke, Mitteil. geol. Landesanst. Elsaß-Lothr. 6, 309, 1908.

lehmigen Sand 180000, in 2,5 m 40000, in 2,75 m 115000 Keime; in 3,25 m Tiefe = 0,25 m unter dem Grundwasserspiegel, 500, in 4 m 70, in 5 m 20 Keime und in 8 m Tiefe, also 5 m unter dem Spiegel, war das Wasser keimfrei. Im allgemeinen nimmt man an, daß der geschlossene Boden in 6 bis 8 m bakterienfrei ist; ist er gespalten, so dringen die Keime tiefer, was durch Überschwemmungen befördert wird.

Im Quellwasser können auch Fische Bazillenträger sein. Bakterienhaltiges Wasser wird mittels ozonisierter Luft, oder ultravioletter Strahlen oder Chlorkalk sterilisiert. Die Hefefabrikation verlangt bakterienfreies Wasser. Brauereien und Zuckerfabriken benötigen Wasser mit möglichst wenig organischen Stoffen.

Auch tierische Parasiten, besonders Embryonen der Eingeweidewürmer, auch bis 7 cm lange farblose Würmer oder wurmartige Larven, können im Wasser vorkommen. Was die pathogenen, besonders Typhus- und Cholerakeime anbelangt, so sagt M. Rubner¹⁾: „Nach den Ergebnissen der Versuche steht also fest, daß die genannten Keime im Trinkwasser keine Gelegenheit zur Vermehrung finden, aber immerhin einige Tage, selbst längere Zeit, entwicklungsfähig sich erhalten. Die Keime haben, weil sie sich nicht zu vermehren vermögen, einen großen Teil ihrer Gefährlichkeit eingebüßt.“

Die **Schwebestoffe**, welche sowohl unorganisch oder organisch unbelebt (Tripton), als auch organisch belebt (Plankton) sein können, läßt man in einem gut geschlossenen Gefäß (1 bis 2 Liter) absetzen und bringt sie auf ein bei 110° getrocknetes Papierfilter, dessen Gewicht und Aschengehalt bekannt ist. Das Filter mit den aufgefangenen Schwebestoffen wird bei 110° getrocknet und dann gewogen, womit das Gewicht der Schwebestoffe nach Abzug jenes des Filters bekannt ist. Man verbrennt dann das Filter samt Inhalt und wägt den Rest; aus der Differenz kann die Menge des organischen Anteils der Schwebestoffe berechnet werden; war die Verbrennungstemperatur hoch, so kann in der Gewichts-differenz auch ein Teil der Kohlensäure der Carbonate des Schwebestoffs stecken.

Die schwebenden organischen Anteile werden künstlich oder natürlich durch eine Filtration mehr oder weniger zurückgehalten. Ein Teil kann auch durch Oxydation zersetzt und unschädlich gemacht werden.

Vom filtrierten Wasser wird ein bestimmtes Volumen, meist 500 cm³, in einer gewogenen Porzellan- oder Platinschale ~~partiell~~ abgedampft, bei 110° getrocknet und mit der Schale gewogen, wodurch der Eindampf- oder Gesamtrückstand ermittelt ist. Dieser wird in der Schale bis zur dunkeln Rotglut²⁾ erhitzt, wodurch die organischen Anteile verbrennen und das Kristallwasser der Salze ausgetrieben wird. Da hierbei möglicherweise auch ein Teil der Kohlen-

¹⁾ Lehrbuch der Hygiene, 8. Aufl., S. 347. Leipzig-Wien 1907. — ²⁾ Bei höherer Temperatur sind manche unorganische Salze, z. B. Kochsalz, flüchtig, weshalb sie vermieden werden muß.

säure der Carbonate verjagt wurde, so betupft man den Rückstand mit kohlenensäurehaltigem destillierten Wasser und trocknet bei 110°. Infolge des Entweichens bzw. Zerstörens der genannten Anteile wird der Glührückstand nun weniger als vordem wiegen; die Differenz ist der Glühverlust. Der Gesamtrückstand ist in vielen Trinkwassern 300 l/mg; er soll auch für das Kesselspeisewasser nicht wesentlich größer sein.

Häufig kommt der Ingenieur und Geologe in die Lage, die Menge der Schwebestoffe, den Gesamtrückstand und Glühverlust, sowie die Härte des Wassers selbst zu bestimmen, um ein Urteil darüber zu bekommen, in welchem Maße die Beschaffenheit des Wassers schwankt, weshalb die Methoden der Bestimmung dieser Anteile eingehender beschrieben wurden; den quantitativen Nachweis der übrigen Bestandteile wird man in der Regel dem Chemiker und Bakteriologen überlassen. Zeigen die früher erwähnten, zu verschiedenen Zeiten bestimmten Anteile geringe Unterschiede, so genügt meist eine einmalige allgemeine Analyse. Ebenso ist die endgültige Beurteilung der Güte und Brauchbarkeit eines Wassers für bestimmte Zwecke Sache des Chemikers, Bakteriologen und Hygienikers, nicht die des Geologen und Ingenieurs, welche, bei entsprechender chemischer Vorbildung, sich mit der qualitativen Bestimmung der meisten Bestandteile begnügen werden ¹⁾).

Zur selbständigen Kontrolle des Gehaltes an gelösten mineralischen Bestandteilen hat man bei manchen Wasserwerken eigene selbsttätige Registrierapparate, welche auf der verschiedenen elektrischen Leitfähigkeit des Wassers je nach der Konzentration und dem Dissoziationsgrad der im Wasser gelösten Salze beruhen.

Die Geologen und Ingenieure haben häufig die Wasserprobe zu nehmen, welche der Untersuchung zu übergeben ist; hierbei muß die größte Sorgfalt verwendet werden, da ja eine relativ kleine Wassermenge zur Beurteilung einer außerordentlich großen zu dienen hat. Es empfiehlt sich deshalb auch, mehrere Proben zu verschiedenen Zeiten zu nehmen und untersuchen zu lassen, um so mehr, da sich die Zusammensetzung des Wassers z. B. nach den Jahreszeiten stark ändern kann.

Die Wasserprobe für chemische und physikalische Zwecke. Wo man die Probe zu entnehmen hat, hängt vom persönlichen Ermessen ab; sie darf nicht bloß von der Oberfläche des Wassers geschöpft werden, weil sich dort die meisten Schwebeteilchen, auch Bakterien befinden; sie ist tiefer zu nehmen, wobei jedoch kein Schlamm aufgewirbelt werden darf. Wird das Wasser Pumpbrunnen oder Leitungen entnommen, so läßt man es möglichst lange, wenigstens 30 Minuten

¹⁾ Als praktische und kompensiöse Anleitung auch zur quantitativen Untersuchung empfiehlt sich Dr. Hartwig Klut, „Untersuchung des Wassers an Ort und Stelle“. 3. Aufl. Berlin, J. Springer, 1913. Geb. 4,60 M.

ausfließen, bevor die Probe genommen wird. In einem Probebrunnen wird die Wasserprobe nach langem Pumpen zu Ende des Versuches genommen. Das abfließende Wasser darf nicht in den Brunnen zurückfließen. Unmittelbar vor Entnahme der Probe sind die Hände, welche wegen des Schweißes nach Chlor reagieren, in dem Wasserlauf zu waschen, dem man später die Probe entnehmen will.

Als Sammelgefäß nimmt man helle, durchsichtige Glasflaschen, entweder mit eingeschliffenen Glasstopfen oder mit einem neuen, im destillierten Wasser ausgekochten und getrockneten, in geschmolzenes Paraffin eingetauchten Korkstöpsel verschließbar. Die Flaschen werden zuerst mit Sand, dann mit warmem und zuletzt mit kaltem Wasser, und zwar solchem, wie es zur Probe genommen wird, gereinigt, ebenso die Stöpsel. Diese werden nach der Füllung der Flaschen gut verbunden und mittels Gummikappen sicher geschlossen.

Zur vollständigen Wasseruntersuchung sind mindestens 3 Liter notwendig.

Um aus den tiefen Schichten eines Wassers eine Probe zu bekommen, hat die mit einem Gewicht beschwerte Flasche einen Gummipfropf mit zwei Bohrungen; in der einen steckt ein Glasrohr, das fast bis zum Flaschenboden reicht und oben in eine offene Spitze ausgezogen ist; in der anderen reicht ein Glasrohr nur bis zur Unterseite des Pfropfens und hat oben einen langen Gummischlauch. Die Flasche wird mittels einer am Halse befestigten Schnur so tief hinabgelassen, bis die Spitze der erstgenannten Glasröhre jene Tiefe erreicht, aus welcher die Probe genommen werden soll. Beim Hinablassen wird der Gummischlauch entweder mittels der Finger oder eines Quetschhahnes geschlossen. Ist die Flasche am richtigen Ort angelangt, so wird die Quetschung des Schlauches aufgehoben und das Wasser fließt nun, weil die Luft aus der Flasche treten kann, durch die zugespitzte Glasröhre ein. Schließt man nach der Füllung der Flasche den Gummischlauch mittels des Quetschhahnes, so ist auch jeder Gasverlust vermieden und die Probe kann gehoben werden.

Jede frisch genommene Probe soll sofort auf ihren Geschmack, Geruch und auf ihre Klarheit geprüft werden.

Die Wasserprobe für mikroskopisch-biologische Zwecke ist, wenn sie einem Pumpbrunnen oder einer geschlossenen Leitung zu entnehmen ist, erst nach wenigstens halbstündigem Auslaufen brauchbar, weil in dem im Rohre stehenden Wasser sich viele Keime befinden, welche zuvor fortgespült werden müssen. Ein einziger Keim, der infolge Unachtsamkeit in die Probe kam, kann sich schon nach wenigen Stunden derart vermehren, daß die mikroskopische Untersuchung ein ganz falsches Bild gibt, wobei die Außentemperatur von Einfluß ist. Es empfiehlt sich deshalb, diese Untersuchung an Ort und Stelle durch einen geschulten Fachmann sofort vorzunehmen. Die Proben werden sorgfältig und zuletzt mit Probewasser gereinigten

Fläschchen aus verschiedenen Tiefen genommen. Werden biologische Untersuchungen¹⁾ beabsichtigt, so muß das Probegefäß, 100 bis 500 cm³ fassend, sterilisiert werden, was durch Erhitzen geschehen kann; man verschließt es mittels sterilisiertem Glas- oder Gummistöpsel oder auch mittels Wattepfropfen, die vor ihrer Anwendung nur auf sterilisierte Gegenstände gelegt und mit der Hand nur an jenen Stellen berührt werden dürfen, welche mit der Wasserprobe absolut nicht in Berührung kommen können.

Für bakteriologische Zwecke²⁾ eignen sich sehr gut auch sterilisierte kleine Glaskugeln, welche man entweder fertig bezieht oder sich auf folgende Weise selbst verfertigt. Man zieht den oberen Teil eines Reagenzglases oder den Hals eines Kölbchens zu einem Röhrchen mit feiner Spitze aus, so daß ein etwa 20 cm³ großes Glasgefäß entsteht. Die Spitze taucht man in destilliertes, frisch ausgekochtes Wasser und erwärmt das Gefäß; beim Abkühlen wird etwas Wasser eingesaugt, das in dem Gefäß so lange erhitzt wird, bis es vollständig verdampft und das Gefäß dadurch sterilisiert ist; die Spitze wird sofort zugeschmolzen, und das Gefäß enthält nur sehr verdünnte Luft und ist für den Gebrauch fertiggestellt. Bei diesem wird das Glasrohr eingefeilt und an der gewünschten Entnahmestelle im Wasser mittels Zange abgebrochen, worauf dieses in das Glasgefäß eindringt.

Man pflegt auch an Ort und Stelle eine kleine Menge des Probewassers (0,5 bis 1 cm³) auf festen Nährboden zu übertragen, auf welchem die Keime unverrückbar sind; aus jedem Keim entsteht eine Bakterienkolonie und so viele Kolonien, so viele Keime. Da die Untersuchung der Bakterien doch ein Bakteriologe vornehmen muß, so ist es am einfachsten, wenn sich der Geologe oder Ingenieur mit diesem in Verbindung setzt und von diesem die in einen Kasten verpackten Behelfe samt Gebrauchsanweisung bezieht; damit ist ein einwandfreies Zusammenarbeiten gesichert.

Bei der Probenahme wird auch die Temperatur des Wassers bestimmt, was bei Quellen ohne Schwierigkeit genau erfolgen kann. Bei Brunnen läßt man an einer Schnur ein oben offenes Gefäß ins Wasser, das dort länger verbleibt, und zieht dann rasch das mit Wasser gefüllte Gefäß zu Tag. Man notiert Tag und Stunde, die meteorologischen und örtlichen Verhältnisse. Die Temperaturbestimmung muß zu verschiedenen Zeiten wiederholt werden.

Von einem guten Trinkwasser verlangt man:

1. Es muß klar, farblos und geruchlos sein und darf keinen besonderen Beigeschmack haben.

¹⁾ Rob. Lauterborn, Die Verunreinigung der Gewässer und die biologische Methode der Untersuchung. Ludwigshafen a. Rh. Gemeinverständlich. — ²⁾ H. Jäger, Entnahme und bakteriologische Untersuchung des Wassers. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1906, S. 299.

2. Die Temperatur darf in den verschiedenen Jahreszeiten nur innerhalb geringer Grenzen schwanken (7 bis 12°).

3. Es soll nicht zu hart sein, namentlich keine größeren Mengen von Magnesiumsalzen enthalten; die obere Grenze wird gewöhnlich mit 20 deutschen Härtegraden festgesetzt. Der Abdampfdruckstand soll höchstens 500 l/mg, die organische Substanz 50 l/mg sein.

4. Es darf gekocht nicht sauer reagieren, kein Ammoniak, ganz besonders kein Albuminammoniak, keine salpetrige Säure und keine größere Menge von Nitraten (höchstens 20 l/mg Salpetersäure), Sulfaten und Chloriden (autochthones Chlornatrium höchstens 412 l/mg) enthalten; es muß ferner frei von Eisenverbindungen, Phosphorsäure, Schwefelwasserstoff und Schwefelalkalien sein. (Die Untersuchung auf unorganische Bestandteile kann auch für Wasserentziehungs- und andere Prozesse entscheidend sein.)

5. Es darf nur wenig organische Stoffe und soll keine zur Fäulnis neigende Organismen enthalten [max. 30 l/mg]¹⁾.

6. Es dürfen keine pathogenen Keime vorhanden sein. Die Zahl der harmlosen Keime soll im Kubikzentimeter nicht 100 übersteigen.

Bei der Beurteilung des Wassers wird man berücksichtigen müssen, ob nicht abträgliche Einflüsse vorhanden sind, die sich beheben lassen, z. B. Holzfassung und -leitung, schlechte Abdeckung des Brunnens oder schlechte Fassung der Quelle; die Umgebung des Brunnens soll dicht und gepflastert, der Zutritt von Abfallstoffen abgeschlossen sein.

Atmosphärische Niederschläge und deren Versickerung.

Das unterirdische Wasser, Bodenwasser²⁾ (auch Tiefenwasser oder Grundwasser im weiteren Wortsinne) genannt, da es sich in der Tiefe des Erdbodens vorfindet, ist vorwiegend eingedrungenes Oberflächen-, seltener Kondensationswasser.

Schon Marcus Vitruvius Pollis (etwa 40 Jahre v. Chr.) leitete alles Bodenwasser und die Quellen von in die Erde eingedrungenem Regen- und Schmelzwasser ab, was in Vergessenheit geriet, bis die Richtigkeit dieser Theorie der berühmte Franzose Mariotte, dessen

¹⁾ Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß solchen Grenzwerten keine allgemeine Gültigkeit zukommt. Die Bestandteile des Wassers müssen im ganzen mit Rücksicht auf ihre Herkunft und gegenseitigen Beziehungen beurteilt werden; es kommt sehr darauf an, wo und wann das Wasser geschöpft wurde. Es gibt Gegenden, welche überhaupt kein gutes Trinkwasser besitzen; man wählt dann das beste unter den schlechten, wobei man die eine oder die andere Grenzzahl (Normalzahl) überschreiten muß. Der Hygieniker wird sich manchmal damit begnügen müssen, daß das neue Wasser besser als das alte ist, und die Kosten der Beschaffung eines noch besseren Wassers berücksichtigen. — ²⁾ Joh. Walther nennt es Lithose. Gesetz der Wüstenbildung, 2. Aufl., 1912, S. 46.

nahe Vorgänger B. Palissy, J. Vosius und Bertholin waren, mit großer Schärfe im Jahre 1711 bewies, so daß sie die herrschende wurde.

Das Bodenwasser kann nahe unter der Erdoberfläche in lockeren Gesteinsmassen (Alluvionen, Schwemmland), wie z. B. Sand, Schotter, Schutt o. dgl., vorhanden sein und wird dann Grundwasser genannt; es folgt nur der Schwere, steht nicht unter Druck und sein fast horizontaler Spiegel ist durchweg mit Luft in Berührung¹⁾. Das Bodenwasser füllt auch Klüfte, Spalten, kleinere oder größere Höhlungen in festeren Gesteinen aus; dieses heißt Felswasser, welches Poren-, Spalten- und Höhlenwasser sein kann. Wenn auch diese beiden Arten des Bodenwassers in mehrfacher Hinsicht wesentliche Unterschiede zeigen, so haben sie andererseits auch viel Gemeinsames; doch ist nicht bloß aus theoretischen, sondern auch aus praktischen Gründen notwendig, an den voranstehenden Unterscheidungen des Bodenwassers festzuhalten.

Das Oberflächenwasser, welches das Bodenwasser speist, kann Regen-, Schnee-, Hagel-, Graupel-, Reif- und Tauwasser, ferner Bach-, Fluß-, See- und Meerwasser sein. Das Kondensationswasser bildet sich innerhalb der Erdkruste durch Kondensation des Wasserdampfes der Grundluft, d. h. der in die Öffnungen des Erdbodens eingedrungenen feuchten Luft.

Es wurde ein Streit seit langem geführt, ob das Bodenwasser vom Oberflächen- oder vom Kondensationswasser stamme; eine Theorie wollte die andere ausschließen. Wenn auch in vielen Fällen der Großteil des Bodenwassers vom Oberflächenwasser stammt, so ist andererseits in selteneren Fällen, und zwar bezüglich des Nebels, auch die Kondensationstheorie berechtigt, wie dies später bewiesen werden wird.

Es wurde wiederholt versucht, den gesamten Vorrat der Erde an Bodenwasser zu schätzen, wobei die Zahlen weit auseinandergehen. Delesse²⁾ findet, das Bodenwasser sei so groß wie die gesamten Meere (1220 Mill. Kubikkilometer), während Slichter³⁾ jenes auf ein Drittel herabsetzt. Nach Chamberlin und Salisbury⁴⁾ soll das Bodenwasser einer 244 m mächtigen, um die ganze Erde greifenden Wasserdecke gleich sein; setzt man die mittlere Tiefe des Meeres mit 3300 m an, so wäre nach Slichter die Bodenwassermächtigkeit 1100 m. C. R. van Hise⁵⁾ schätzt sie nur mit 69 m und Fuller⁶⁾ setzt sie auf 29,3 m herab. Aus theoretischen Gründen glaubt van Hise⁷⁾, daß das Bodenwasser bis 6 miles (9,6 km) Tiefe reiche, während tiefer

¹⁾ v. Höfer, Der Begriff Grundwasser. Internat. Zeitschr. f. Wasserversorg. 2, Nr. 13, 1915. — ²⁾ Bull. Soc. geol. France, sér. 2, 19, 64, 1861. — ³⁾ Water supply papers, U. S. geol. Survey, No. 67, p. 15, 1902. — ⁴⁾ Geology, vol. 1, p. 206. — ⁵⁾ Monograph U. S. geol. Survey 47, 128-570, 1904. — ⁶⁾ W. Lindgren, Mineral Deposits New York 1913, p. 39. — ⁷⁾ 16. Ann. Rep. U. S. geol. Survey, Pt. I, 1896, p. 593.

die Gesteine in einen plastischen, wasserdichten Zustand übergehen. Slichter unterscheidet die surface water (Grundwasser) und deep water (Tiefenwasser) zone¹⁾.

I. Die Speisung des Bodenwassers durch Infiltration.

Es sei nun der Einfluß des Oberflächenwassers auf das Bodenwasser und hierbei zuerst

A. Der Einfluß der atmosphärischen Niederschläge

in Betracht gezogen.

Die atmosphärischen Niederschläge, welche zur Erde fallen, dreiteilen sich, wie dies der Regen am anschaulichsten zeigt; ein Teil rinnt an der Oberfläche der Erde ab und speist direkt die obertägigen Wasserläufe; der zweite Teil verdampft oder wird von der Vegetation absorbiert und der dritte dringt in die Erde ein; dieser heißt Infiltrationswasser und speist das Bodenwasser. Die Menge des einen ist somit für die der anderen von größter Bedeutung, da sie drei Summanden einer bestimmten Größe sind. Es werden deshalb zuerst diejenigen Faktoren, welche die Menge des Infiltrationswassers bedingen, eingehender zu betrachten sein. Das Gebiet, innerhalb welchem das Wasser in die Erde eindringt, heißt Infiltrations-, Einzugs- oder Nährgebiet.

1. Art der atmosphärischen Niederschläge.

Diese sind Regen, Schnee, Hagel, Tau, Reif; von diesen spielen zumeist nur die ersteren zwei wegen ihrer größeren Menge eine wesentliche Rolle für das unterirdische Wasserregime.

Während das Regenwasser direkt in die Erde versickern kann, muß der Schnee zuvor schmelzen. Dieses wird teils durch eine erhöhte Temperatur der Luft (Tagschmelzwasser), teils jedoch durch den wärmeren Erdboden (Grundschnelzwasser) bedingt. Ist der Boden gefroren, wenn der Schnee fällt, so wird der letztere Einfluß ausgeschaltet; im Frühjahr rinnt das Schmelzwasser über den geneigten gefrorenen Boden ab, bei horizontalem oder gemuldetem Boden sammelt es sich in Lachen und verdunstet. Das Schmelzwasser taut den gefrorenen Boden allmählich auf. Der Landwirt kennt dies seit langem und prophezeit den Wintersaaten keine gute Zukunft. Ist jedoch der Boden nicht gefroren, so wirkt er auf den darauf liegenden Schnee, welcher als schlechter Wärmeleiter den Boden vor Abkühlung schützt, schmelzend. Beginnt dann in der wärmeren Jahreszeit die Schneeschmelze, so findet sie im ungefrorenen Boden eine günstige Wasserdurchlässigkeit bzw. Infiltration, während diese dem gefrorenen Boden

¹⁾ Water supply papers, U. S. geol. Survey, No. 67, p. 15, 1902.

fehlt. Die Rückwirkung dieser verschiedenen Bodenbeschaffenheit auf den obertägigen Abfluß des Schmelzwassers ist selbstredend die entgegengesetzte von jener der Infiltration. Doch ist es augenscheinlich, daß der Schnee eine Wasseranhäufung ist, welche im normalen Winter die Infiltration weniger speisen kann und für sie erst zur vollen Bedeutung gelangt, wenn ein reichlicheres Schmelzen eintritt. Findet ein allmähliches Schneeschmelzen statt, so wird der Großteil des langsam abfließenden Wassers einsickern und nur eine relativ kleine Menge oberflächlich abfließen, wenn der Boden wasserlässig ist; wegen der relativ niederen Lufttemperatur ist auch die Verdunstung geringer. Dann verhält sich dieses Schmelzwasser gleich dem Regenwasser, ja in mancher Hinsicht günstiger als dieses.

Auf die unterirdische Wasserwirtschaft wird also auch das Verhältnis der jährlichen Regen- zur Schneemenge einen wesentlichen Einfluß schon insofern ausüben, als die zeitliche Verteilung der Infiltrationswassermenge sehr verschieden ist.

Das Verhältnis der Regen- und Schneemenge hängt im allgemeinen, wie auch lokal von mehreren klimatischen Faktoren ab, welche nicht Gegenstand einer Hydrogeologie, sondern der Meteorologie sind. Es wäre noch die Anhäufung des Schnees in den Hochregionen der Gebirge und seine Umwandlung in Firn und Eis zu erwähnen. Doch seien die dadurch entstandenen Gletscher als vereinzelte Erscheinungen vorläufig außer Betracht gestellt.

2. Menge der jährlichen atmosphärischen Niederschläge.

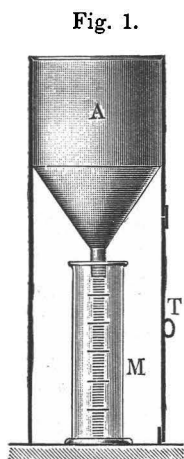
Von Einfluß auf das Infiltrations- bzw. Bodenwasser ist naturgemäß die jährliche Menge der atmosphärischen Niederschläge.

Die Regenhöhe ist die Höhe, bei uns in Millimetern ausgedrückt, um welche ein ruhender Wasserspiegel durch den Regen oder das Schneewasser ansteigen würde, wenn keine Verdunstung stattfinden würde. Der Einfachheit halber wird auch der geschmolzene Schnee als Regen angesehen. Aus den einzelnen Beobachtungen summieren sich die Werte für die Monate und für das Jahr; aus einer Anzahl derartiger Beobachtungen werden dann die Monats- und Jahresmittel berechnet. Linien, welche in einer Karte Orte mit gleicher jährlicher Regenhöhe verbinden, heißen Isohyeten, mittels welchen man die sogenannten Regenkarten zeichnet. Gewöhnlich zieht man die Linien von 50 zu 50 mm Niederschlagshöhen.

Diese Regenhöhe wird in eigenen Apparaten, Regenschneemesser oder Ombrometer genannt, bestimmt, deren es verschiedene Ausführungen gibt, und welche auf einem freien, gegen den vorherrschenden Wind geschützten, also nicht „zugigen“ Platz derart aufgestellt werden müssen, daß auch im Winter ihre Fangfläche aus dem umgebenden Schnee hervorragt; in der Regel ist die Fangfläche 1 m über dem

Boden. Je höher der Regenmesser steht, wodurch die Windstärke steigt, und je weniger er vom Winde geschützt ist, desto weniger Niederschläge kann er wegen der geneigten Bahn des Regentropfens oder Schneeflockens auffangen, wobei auch noch Wirbelbildungen mitwirken können; es empfiehlt sich deshalb, um den Regenmesser in etwa 3 m Entfernung einen 2 bis 3 m hohen Schutzkasten aus Brettern aufzustellen. Der Regenmesser soll von Gebäuden mindestens so weit entfernt sein, als diese hoch sind.

Ein einfaches und viel angewandtes Ombrometer ist folgendes (Fig. 1): Auf einem zylindrischen, vertikalen Zinkblechständer, der außen weiß lackiert ist und eine Tür *T* hat, ist das oben zylindrische, unten konische Fanggefäß aus Zinkblech *A*, dessen Oberrand scharf sein soll und dessen oben offene Fläche genau horizontal liegt; der Inhalt dieser



Fläche wird berechnet und ist höchstens $\frac{1}{4} \text{ m}^2$, in Deutschland gewöhnlich 200 cm^2 ($D = 159,6 \text{ mm}$); auch 500 cm^2 werden oft angewendet. Der kegelförmige Boden trägt ein kurzes, vertikales Röhrrchen, das in ein unterstelltes Meßglas *M* das abfließende Wasser führt und dem man vorsichtshalber manchmal auch noch einen verschiebbaren Deckel gibt. Dieses Meßgefäß hat eine Teilung, welche die Regenhöhe, die auf die Fangfläche bezogen ist, angibt. Ist letztere z. B. $\frac{1}{4} \text{ m}^2 = 250\,000 \text{ mm}^2$, so wird 1 mm Regenhöhe $250\,000 \text{ mm}^3 = 250 \text{ cm}^3$ Wasser liefern; mißt man diese Wassermenge in einem geeichten Gefäß ab und gießt sie in das Meßglas, so wird an der Oberfläche des Wassers der Teilstrich für 1 mm Regenhöhe zu ziehen sein. Nimmt man dann die 2-, 3- ... fache Wassermenge, so bekommt man die Teilstriche für 2, 3 ... mm Regenhöhe. Da der Querschnitt des Meßglases stets bedeutend kleiner als jener des Fanggefäßes ist, so werden die einzelnen Teilstriche im ersteren weiter als 1 mm entfernt sein, weshalb die Regenhöhen um so genauer gemessen werden, je größer der Quotient des Verhältnisses der beiden genannten Querschnitte ist. Doch soll das Meßglas mindestens 30 mm Niederschlag aufnehmen können. 1 mm Regen in einer Stunde entsprechen $2,771/\text{sec}$ pro 1 ha.

Der Schnee oder Hagel wird durch Erwärmen¹⁾ des hierbei mit einem Deckel verschlossenen Fanggefäßes zum Schmelzen gebracht und als Wasser gemessen, doch als Schnee notiert. Überdies bestimmt man auch auf einem freien, möglichst windstillen Orte mittels eines Millimeterstabes die jeweilige Schneehöhe. Einer 10 bis 12 cm hohen Lage frisch gefallenen Schnees entspricht 1 cm Wasser. Die Schneemessungen

¹⁾ Das Fanggefäß mit dem Meßglase wird in ein warmes Zimmer gebracht und unterdessen ein zweiter Apparat im Freien aufgestellt, oder wenigstens ein Fanggefäß, das unten mittels eines Pfropfens dicht geschlossen ist.

sind für die Hydrologie darum besonders wichtig, da der Schnee prozentuell das Bodenwasser reichlicher speist als der Regen.

Die Regenmenge soll immer zu derselben Stunde, gewöhnlich 7 Uhr früh, abgelesen werden, und es wird hiervon nur dann Abstand genommen, wenn es zu dieser Zeit regnet.

Man hat auch selbstregistrierende Regenmesser (Regenschreiber), die jedoch bei Frost und für den Schnee unbrauchbar sind; die Konstruktion Hellmann-Fuess¹⁾ hat sich am besten bewährt.

Die größten jährlichen Niederschlagsmengen sind am Äquator oder in dessen Nähe, so im Amazonasgebiet bis nach Mexiko und zur Mündung des Mississippi, in Zentralafrika, in Niederländisch-Indien, in Hinterindien, ferner in Japan; die Regenhöhen sind dort jährlich über 1500 mm; auch die Westküste Amerikas hat sowohl in Britisch-Amerika, als auch in Südamerika, südlich vom 40. Breitengrade, große Niederschlagsmengen. Die größte jährliche Regenhöhe wurde in Cherrapoonje in Indien in 1250 m Seehöhe mit 14 200 mm gemessen; in Maranhao in Brasilien ($2\frac{1}{2}^{\circ}$ südl. Br.) beträgt sie 7110 mm, in Vera Cruz in Mexiko 4650 mm, in Sierra Leone an der Westküste von Afrika 4800 mm. Andererseits haben die Wüstengebiete der Sahara, Arabiens, Ostpersiens, Turkmeniens, Gobi und Täkla-Makan in Westchina, der mittlere Teil von Australien, das Gebiet des Koloradoflusses in Kalifornien, der nördlichste Teil Nordamerikas jenseits des Polarkreises, Grönland (außer der etwas niederschlagsreicheren Westküste), die Westküste Südamerikas zwischen dem 20. und 40. Breitengrade jährlich weniger als 250 mm Regenhöhe. Zwischen den mitgeteilten liegen alle möglichen Werte. Im allgemeinen nimmt die Regenhöhe mit der geographischen Breite ab; sie ist nach G. Hellmann in Deutschland durchschnittlich 600 mm, nach J. Murray für die ganze Erde im Mittel jährlich 844 mm, die in Deutschland beiläufig in Bielefeld, Goslar, Harzburg, Iserlohn, Lage, Mühlheim a. d. Ruhr, Waldenburg, in Österreich im Gebiet der Enns, in der Schweiz in Genf erreicht wird; sie wird in Großbritannien und Irland im großen Durchschnitt der 1700 Stationen nur wenig übertroffen (862 mm). Nach H. Keller²⁾ entfallen auf das Festland 750 mm.

In Europa ist im allgemeinen der Westen regenreicher als der Osten; die größten Regenhöhen fallen zumeist mit den Gebirgen zusammen; über 1000 mm haben die nördliche Hälfte von Portugal, die Pyrenäen, die Alpen, an diese direkt anschließend einerseits die Höhen des Apennin bis in die Gegend von Neapel, andererseits die Erhebungen der Dinariden von Laibach bis fast zum Golf von Korinth, die Hohe Tatra, die transsylvanischen Karpathen, der Balkan, der westliche Kaukasus, auch die Westhälfte Irlands, Englands, ein großer Teil

¹⁾ Zu beziehen von R. Fuess in Steglitz-Berlin. Preis 176 \mathcal{M} (vor 1914). —
²⁾ Zentralbl. d. Bauverwaltung 1914, S. 189.

Schottlands, die norwegische Küste. Die geringste Regenhöhe, nämlich unter 250 mm, fällt in Europa in die Steppe von Astrachan und Uralsk.

In Mitteleuropa sind die Isohyeten fast regellos verschlungen; die Werte schwanken von den Alpen bis zur Nordsee zwischen 850 und 400 mm; nur im Westen des Erzgebirges und in den Sudeten, sowie zwischen Straßburg, der oberbayerischen Ebene und den Voralpen bis nahe von Wien, sowie in der Umgebung von Aachen—Köln ist die Regenhöhe zwischen 850 und 1000 mm.

Es sei bemerkt, daß oft naheliegende Orte sehr verschiedene Regenhöhen haben; diese sind manchmal durch ein Gebirge getrennt; sehr bekannt ist in dieser Hinsicht der Einfluß des Erzgebirges, verschiedener Ketten der Alpen. Jenes Gebiet, welches in einem solchen Falle weniger Regen hat, liegt im Regenschatten.

Die Süd- und Westseiten der mitteleuropäischen Gebirge sind regenreicher als die Nord- und Ostseiten, weshalb Gebirge, welche von Südwest nach Nordost streichen, an beiden Seiten gleich beaufschlagt werden. Die Niederschlagsmenge nimmt mit der Seehöhe bis zu einer bestimmten Grenze zu, dann ab. Die Gebirge, im Verein mit den herrschenden Winden, beeinflussen die Regenhöhe, wovon im nächsten Abschnitt (Einfluß der Erde im großen, S. 26) mehreres mitgeteilt werden wird.

Es hat wenig Zweck, hier von vielen Stationen die jährlichen Regenhöhen anzugeben, weil im Bedarfsfalle sich jeder die Regenhöhe des ihn interessierenden Gebietes leicht erheben kann, da wir in Kultureuropa über ein dichtes Netz von ombrometrischen Stationen, über amtliche meteorologische und hydrologische Zentralstellen verfügen; einige Zahlen folgen, welche jedoch vorwiegend den Zweck haben, auf die großen Amplituden zu verweisen, innerhalb welchen die jährlichen Regenhöhen schwanken.

Gebiet	Millimeter			
	von	bis	im Mittel	
Deutsche Tiefebene	440	770	—	
Österreichische Sudeten	354	1753	750	
Voralpengebiet (Enns)	834	1730	1284	
Alpengebiet (Traun)	723	2057	1326	
Alpen- flüsse	Österreichisches Rheingebiet . .	800	2258	1211
	" Inngebiet	528	2066	1129
	Draugebiet	723	2314	1208
	Savegebiet	1038	2440	1602
	Etschgebiet	537	1717	—
Küstenland	605	3521	—	
Dalmatien	493	5536	1420	
Schweiz	644	2256	1187	

Will man, wie dies manchmal geschieht, die Regenhöhen den Berechnungen für die Wasserversorgung von Ortschaften zugrunde legen, so gebietet die Vorsicht, den Mindestwert in Rechnung zu stellen.

Unter sonst gleichen Verhältnissen wird die Infiltrationswassermenge mit der Regenhöhe steigen.

3. Die Verteilung, Dauer und Intensität der atmosphärischen Niederschläge.

An ein und demselben Orte ist, wie bereits erwähnt, die jährliche Regenhöhe in einer Reihe von Jahren¹⁾ verschieden. Der Durchschnittswert entspricht der normalen Regenhöhe; wird dieser überschritten, so spricht man von einem nassen Jahr, im Gegenfalle von einem trockenen. So hat man auch die Durchschnittswerte für die einzelnen Monate berechnet, die man dann als normale, nasse oder trockene bezeichnet.

Die Jahreszeiten und Monate mit den größten Regenhöhen sind örtlich verschieden; so hat Südeuropa die größte Regenmenge im Winter, die europäische Westküste im Herbst, Mitteleuropa im Sommer, meist im Juli. In Mitteleuropa von Nordwestdeutschland bis nach Siebenbürgen und Südtirol sind die regenreichsten Monate Juni und Juli (je 11 bis 15 Proz. des jährlichen Niederschlages); hingegen fallen diese für Krain und Nordwestkärnten in den meteorologischen Herbst [10 bis 11 Proz.]²⁾.

Die Häufigkeit des Regens wird am einfachsten durch die Zahl der Regentage für eine gewisse Zeit, z. B. Jahr oder Monat, ausgedrückt. Ein Regentag ist im bürgerlichen Sinne ein jeder, an welchem Regen oder Schnee fällt. Geschieht dies in geringer Menge, so kann ein solcher Niederschlag übersehen werden, weshalb manche meteorologischen Zentralen mit Regentag jenen bezeichnen, an welchem die Regenhöhe mindestens 0,1 mm beträgt.

Unter Regenergiebigkeit versteht man die innerhalb eines Zeitraumes fallende Regen- oder Schneemenge. Die Ergiebigkeit innerhalb einer Zeiteinheit (Minute, Stunde, Tag usw.) heißt Regendichte. Gewöhnlich wird dieselbe durch Division der Regenergiebigkeit eines Monats durch die Zahl der Regentage erhalten und angegeben, obschon es besser wäre, durch die Zahl der Regenstunden zu dividieren. Ebenso kann die Schneedichte bestimmt werden.

Die Regendichte ist für die Infiltration von größter Wichtigkeit; je kleiner die Minutendichte des Regens ist, desto besser wird die Infiltration vor sich gehen. Ist diese Dichte sehr groß, wie z. B. bei einem Sturz- oder Platzregen, welche in der Minute mindestens

¹⁾ Das meteorologische Jahr und der Winter beginnen bekanntlich am 1. Dezember. Unter Regenhöhe ist die gesamte Niederschlagsmenge zu verstehen. —

²⁾ v. Hann, Klimatologie, S. 485.

0,3 mm Regenhöhe liefert und bei uns bis zu 3,5 mm steigen kann, so wird das Regenwasser prozentarisch weniger in den Erdboden einsickern können, da jeder in eine Pore eindringende Regentropfen hierzu eine gewisse, wenn auch kleine Zeit benötigt und während derselben die Pore des Erdreiches gleichsam verschließt; zwischen dem unterirdischen Wasserspiegel und der Tagesoberfläche ist die sogenannte Grundluft, welche durch das Eindringen der Wassertropfen angetrieben wird, jedoch am Entweichen gehindert ist, wenn die Erdoberfläche ganz mit Wasser bedeckt ist und dessen Eindringen verhindert, wie dies beim Platzregen vorkommt. Es wird deshalb die rasch nachfolgende größere Regenmenge viele Poren verschlossen finden, weshalb ein größerer Prozentsatz der gefallenen Regenmenge obertags abfließen und nur ein kleinerer einsickern wird.

Da der Platzregen gewöhnlich nur lokal ist und kurze Zeit anhält, so wird die atmosphärische Luft bald wieder trocken sein, und die Sonne trocknet den Boden oberflächlich rasch ab, wodurch ebenfalls die Versickerung herabgesetzt wird.

Wenn z. B. von einem sogenannten Landregen 30 Proz. des Wassers versickern, so werden bei einem Sturzregen, der in kurzer Zeit dieselbe Regenmenge schüttet, vielleicht kaum 15 Proz. in den Boden eindringen. Aus hydrologischen Gründen wäre es erwünscht, daß die Meteorologie auch die Minuten- oder wenigstens die Stundendichte des Regens berücksichtigte. Eine der bedeutendsten Regendichten berichtete der k. und k. Schiffsleutnant Sobierzky von St. Kitts (Kleine Antillen), woselbst während zwei Stunden die Regenhöhe 800 mm, also die Stundendichte 400 mm und die Minutendichte 6,66 mm betrug. In Cherrapoonje (Indien) fielen im Juni 1891 3738 mm, so daß die Tagesdichte 124 mm betrug.

Eine sehr beachtenswerte Zusammenstellung über die Regenverhältnisse Berlins in den Jahren 1885 bis 1896 veröffentlichte R. Börnstein¹⁾, die hier folgt und aus welcher Höfer die Stundendichte des Regens berechnete.

Jährlicher Gang der Niederschläge	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Höhe in mm . . .	223	208	362	292	487	637	783	550	432	561	344	283
Häufigkeit in Std.	953	821	1111	693	694	764	802	672	635	1029	818	882
Stundendichte des Regens in mm .	0,234	0,253	0,326	0,423	0,702	0,835	0,976	0,818	0,696	0,545	0,420	0,321

Diese Zusammenstellung lehrt, daß die summarische Stundendichte der Niederschläge im Winter (Dezember—Februar) 0,808, im Frühjahr 1,451, im Sommer 3,629, im Herbst 1,261 mm war. Setzt man voraus, daß die Winterniederschläge durchweg Schnee waren, von welchem die

¹⁾ Meteorol. Zeitschr. 1897, S. 209.

Hälfte im Winter schmolz, zum Teil auch verdunstete und die andere Hälfte (357 mm) im März (täglich 10 Stunden = 310 Stunden im Monat) vollständig schmolz, was sich auch im Hochstand der Spree ausdrückt, so gelangt man für diesen Monat zu der günstigen Stunden-ergiebigkeit 0,506 mm und der hohen Niederschlagsmenge = 719 mm, wodurch der Hochstand des Grundwassers in Berlin im März und April erklärlich ist, während dem Maximum der Niederschläge und auch der Stundenergiebigkeit im Juli ein viel tieferer Grundwasserstand entspricht, wobei auch die größere Verdunstung ganz wesentlich mitgewirkt hat. Auch im hessischen Ried ¹⁾, in Frankfurt a. M., in Bremen erreicht der Grundwasserspiegel gewöhnlich im März und April seinen Höchststand, in der Regel im September seinen Tiefstand. Das gilt für einen Großteil Mitteleuropas, interessanterweise auch für das Owental in Kalifornien ²⁾, woselbst die Amplitude des seicht liegenden Grundwassers 2,5 bis 2,9 Fuß (0,762 bis 0,884 m) beträgt. Die klimatischen Verhältnisse weichen in mancher Hinsicht von jenen Mitteleuropas ab; so ist Mai und Juni gewöhnlich ohne Niederschlag, während die Wintermonate hieran sehr reich sind; die tiefste Temperatur ist im Dezember—Januar (+ 4,44° C), die höchste im Juli (+ 25,5°), das Maximum der Verdunstung ist im August mit 15 Zoll, das Minimum im Januar mit 2,4 Zoll.

Es ist auch ferner bekannt, daß viele Quellen im Frühling am ergiebigsten sind.

Auch das Schmelzen des Schnees läßt sich ähnlich wie die Regendichte ausdrücken. Ein allmähliches Schmelzen ist mit geringer, ein rasches, z. B. durch die Wirkung warmer Winde oder eines sogenannten warmen Regens bedingt, mit einer großen Regendichte vergleichbar. Im allgemeinen entspricht der Schnee bei seinem Schmelzen bei uns einer kleinen Regendichte, d. h. es sickert das Schmelzwasser prozentarisch reichlich ein; denn das Schmelzen findet vorwiegend durch die direkte Sonnenstrahlung statt und wird von dem Nachtfrost unterbrochen; aus diesen Gründen zeigen die Quellen im schattenseitigen Gehänge, auf welchem der Schnee langsamer schmilzt, unter gleichen Verhältnissen eine gleichmäßiger anhaltende Ergiebigkeit, wie jene auf der Sonnenseite, woselbst überdies die Verdunstung größer ist. Die Schneedecke ist eine Wasserreserve für die wärmeren Jahreszeiten, sie schützt als schlechter Wärmeleiter den Boden vor starker Abkühlung, besonders der lockere Schnee, welcher mehr erwärmt als abkühlt, weshalb beim Beginn des Schmelzens ein offener Boden vorhanden ist, falls er nicht vor Beginn des Schneefalles gefroren war. Die Schneedecke verhindert auch das Verdunsten des Bodenwassers. Der Wasserverbrauch der Pflanzen ist im Winter sehr gering, weshalb mehr versickern kann ³⁾. Der Winter ist in normalen Jahren für das

¹⁾ A. Steuer, Abhandl. Hessisch. geol. Landesanst. 5, 2. Heft, S. 152, 1911. —

²⁾ Charl. H. Lee, Water supply papers, U. S. geol. Survey 294, 129, 1912. —

³⁾ Woeikoff, Einfluß der Schneedecke in Penks geogr. Abhandl. 3, 2, 1889.

Bodenwasser entscheidend, und nur ein ganz ungewöhnlich trockener Sommer, wie jener im Jahre 1911, kann für einige Zeit entgegenwirken.

Will man das Verhältnis der atmosphärischen Niederschläge zur Infiltration richtig beurteilen, so genügt die Angabe der Regenhöhe nicht; es muß noch die Regendichte und das Verhältnis von Regen und Schnee berücksichtigt werden. Wenn in einem Walde wenig Regen fällt, so bleibt der größte Teil in den Baumkronen; erst wenn dieselben gesättigt sind, wird das Wasser reichlicher zum Boden fallen. Es dürfte fast jeder Leser die Beobachtung gemacht haben, daß beim Beginn des Regens der Baum einen guten Schutz gegen Nässe bietet, der jedoch mit der Dauer des Regens stetig geringer wird.

Ein kurzer, schwacher Regen ist für das Bodenwasser verloren, da er nur die oberste Erdschicht befeuchtet und um so rascher verdunstet, je wärmer der Boden und die Luft, insbesondere die bewegte, ist.

Von den meteorischen Faktoren, welche die Infiltration beeinflussen, seien noch erwähnt:

Der Tau, welcher bei uns etwa 4 bis 5 Proz. der Niederschläge ist, ist zeitweise in unseren Gebirgstälern und in regenarmen Gegenden mit starker nächtlicher Abkühlung so reichlich, daß er die Wassermenge eines schwachen Regenfalles liefern kann; im trockenen Innern der Kontinente fehlt der Tau hingegen örtlich ganz¹⁾. Auch der Reif wird beim Erwärmen, ähnlich wie der Tau, den Boden befeuchten.

Der Nebel, d. i. eine die Erde berührende Wolke, kann sich an der Erdoberfläche kondensieren; ferner hindert er die Verdunstung, nicht bloß, weil die Luft bereits mit Feuchtigkeit gesättigt ist, sondern weil er auch die Wärmestrahlen der Sonne abhält.

Die Bewölkung, bzw. die Dauer des Sonnenscheins, ist aus letztgenanntem Grunde ebenfalls von Bedeutung für die Bodenfeuchtigkeit; ebenso sind es die Winde, welche das Verdunsten des Wassers an der Erdoberfläche direkt und dadurch auch das des Bodenwassers indirekt beeinflussen. Die Winde selbst sind verschieden reich an Wasserdämpfen, weshalb die hieran reicheren größere Niederschläge bringen, wie z. B. bei uns die Südwinde.

B. Einfluß der Erdoberfläche.

Hierbei wird zu unterscheiden sein der Einfluß I. im großen und II. im einzelnen.

I. Der Einfluß im großen (orographischer Einfluß).

Daß die Gebirge auf die Niederschläge einen großen Einfluß haben, ist längst allgemain bekannt; sie wirken als Kondensatoren des atmosphärischen Wasserdampfes. Dies geschieht auf zweifache Weise;

¹⁾ J. Hann, Handbuch der Klimatologie, Bd. I, 2. Aufl., S. 71. Stuttgart 1897.

einerseits werden niedere Wolken an einem Gebirge sich stauen und wegen dessen niederer Temperatur die Wasserbläschen kondensieren, was von geringerem Einfluß ist; anderseits aber steigt die Luft aus den Tälern an den Gehängen auf, dehnt sich dadurch aus, wodurch Wärme gebunden und der mitgeführte Wasserdampf infolge der Abkühlung kondensiert wird. Selbstredend wird dadurch die Niederschlagsmenge im Gebirge größer sein als in den Ebenen und breiten Tälern.

Diese beiden Ursachen bedingen es, daß man bei vielen Gebirgen eine Luv- (Regen-) und eine Lee- (Trocken-) Seite unterscheiden kann, je nachdem das Gehänge den regenbringenden Luftströmungen entgegensteht oder von ihnen abgewendet ist. An die Luvseite prallt der Regenwind an und steigt hier auf, ist somit zur Kondensation gezwungen; an der Leeseite hat er einen Teil des Wassers bereits abgegeben, er fällt ins Tal, erwärmt sich dadurch und kann mehr Feuchtigkeit tragen. Da in Mitteleuropa die Regenwinde meist aus Südwest kommen, so haben Gebirge, welche nach Norden streichen, auf der Westseite, welche nach Osten¹⁾ laufen, an dem Südgehänge die Luvseite. Gebirgsketten, welche mit dem Regenwind gleichgerichtet sind, werden beiderseits gleich beaufschlagt. So z. B. ist an der Westseite von Schottland und Norwegen die Niederschlagsmenge zwei- bis dreimal größer als an der Ostseite bzw. im Innern. Auch am Arlberg und im Schwarzwald ist die Westseite regenreicher. Der 1250 m hohe, steile, vom Westen nach Osten streichende Tanargue (nördlich von Joyeuse im Rhonetal) hatte 1844 1722 mm Regen, während in dem acht Meilen hiervon östlich liegenden Ort, wo die Südwinde unbehindert vorüberstrichen, nur 1000 mm beobachtet wurden.

Der Regenwind wird auch dort reichlich Niederschläge geben, wo er einen mächtigen Kondensator, einen großen hohen Gebirgsstock trifft. Die Luftströmung ist hier überdies wegen des Hindernisses zum Aufsteigen gezwungen, wodurch, wie bereits erwähnt, die Kondensation eintreten muß, was schon bei der Annäherung zum Gebirge durch Regen fühlbar ist. Dies ist beispielsweise in unseren südlichen Kalkalpen der Fall; hierbei wirkt auch die Nähe des Meeres regenfördernd.

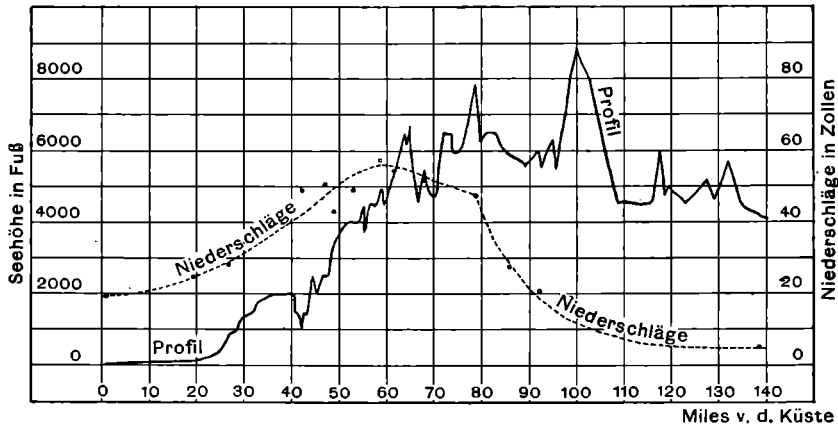
Im allgemeinen nimmt im Gebirge bis zu einer gewissen Höhe die Regenmenge zu und weiter hinauf wieder ab, was sich aus den Temperaturverhältnissen und dem Aufsteigen der wasserführenden Luftströmung erklären läßt. Je steiler das Gehänge ist, desto tiefer liegt das Maximum der Niederschläge. Im deutschen Mittelgebirge steigt

¹⁾ Schon Goethe schrieb am 8. September 1786 am Brenner: „Denn nicht die Polhöhe allein macht Klima und Witterung, sondern die Bergreihen, besonders jene, die von Morgen nach Abend die Länder durchschneiden.“ Italienische Reise I, S. 14.

die Niederschlagsmenge bis zu 1000 m Höhe, jedoch stetig von 58 cm bis zu 100 cm; da in den Alpen die Zone des reichsten Niederschlages etwa in 2000 m Seehöhe liegt, so sind die höchsten Höhen des deutschen Mittelgebirges noch weit von jener Umkehr entfernt. In solchen Gebieten zeigen die Isohyeten einen ähnlichen Verlauf wie die Isohypsen.

Den Einfluß des Gebirges und der Küste zeigt deutlich Fig. 2; es ist dies das Profil Stockton—Wabuska¹⁾ durch die Sierra Nevada Kaliforniens mit einer Niederschlagskurve, welche ich nach den von Lee gegebenen Beobachtungen einzeichnete; hierzu ist zu bemerken,

Fig. 2.



Sierra Nevada in Kalifornien, nach Ch. H. Lee.

daß er den Höchstwert des Niederschlages mit 63,35 Zoll in 5800 Fuß (1768 m) Seehöhe angibt, was jedoch dem Verlauf der Kurve nicht ganz entspricht. Für das Profil Sacramento—Wadsworth fand er das Maximum mit 72,87 Zoll in 4695 Fuß (1431 m) Seehöhe.

II. Der Einfluß im einzelnen.

Die Infiltration und der Abfluß des Atmosphärwassers ergänzen sich; ihr gegenseitiges jährliches Summenverhältnis wird für ein bestimmtes Gebiet, für welches die Verdunstung im großen Durchschnitt als eine in Prozenten gegebene Konstante angesehen werden kann, ebenfalls annähernd konstant sein; oder mit anderen Worten: Je kleiner der Abfluß ist, desto größer ist die Infiltration und umgekehrt.

Man glaubte früher, daß jedem der drei genannten Faktoren: Verdunstung, offener Abfluß und Infiltration, je ein Drittel der Niederschlagsmenge zukomme, doch ist dies nicht richtig; denn der Abfluß, und somit auch die Infiltration, hängt von der Erdoberfläche, von ihrer

¹⁾ Water supply papers, U. S. geol. Survey 294, 1912.

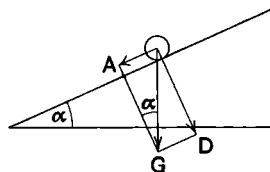
Neigung, Skulptur, petrographischen Beschaffenheit, Bebauung u. dgl. ab. Dadurch wird einerseits die Abflußgeschwindigkeit der Niederschläge; andererseits die Durchlässigkeit des Bodens bedingt und die Verdunstung beeinflußt.

1. Die Abflußgeschwindigkeit des Regenwassers.

a) Neigung des Bodens.

Ist der Boden horizontal, so würde kein Abfließen, sondern nur ein Einsickern, Verdunsten des Wassers und Absorbieren durch die Pflanzen stattfinden. Steht eine Felswand in der Richtung des Regenfalles, so wird, da fast kein Wasser auf die Wand auffällt, die Infiltration theoretisch fast Null, so auch die Verdunstung, und die ganze Regenmenge käme außerhalb der Felswand zum Abfließen. Zwischen diesen beiden extremen Lagen der Erdoberfläche ist die schiefe Ebene (Fig. 3). Vermöge des Gewichtes G eines Wasserteilchens rollt dasselbe über die unter dem $\angle \alpha$ geneigte Ebene mit der Kraft $A = G \cdot \sin \alpha$. Da theoretisch alle diese Wasserteilchen gleich schwer angenommen werden können, so hängt die Abflußgeschwindigkeit v von $\sin \alpha$ ab; dieser wird Null, wenn $\alpha = 0$ ist, und erreicht den Höchstwert, wenn $\alpha = 90^\circ$, $\sin \alpha = 1$ wird, somit entsprechend unseren früheren Erwägungen. Je geringer die Geschwindigkeit ist, desto mehr Zeit ist der Versickerung (auch der Verdunstung) gegeben, d. h. desto größer wird sie unter sonst gleichen Verhältnissen sein; je größer v wird, desto mehr Wasser wird abfließen. Als zweiter Faktor, welcher die Versickerungsmenge bestimmt, ist die Porosität der Erdoberfläche in Rechnung zu stellen, welche später besprochen werden wird.

Fig. 3.



b) Widerstände beim Abfließen.

Diese voranstehende Untersuchung würde jedoch nur für eine geneigte, glatte Oberfläche gelten, welche dem Abflusse keine Hindernisse bieten würde. Deren gibt es jedoch mehrere. Da ist zuerst die Reibung (R) zu nennen, welche das abfließende Wasserteilchen zu überwinden hat; es ist also $A - R = G \sin \alpha - R$ die Kraft, durch welche das Abfließen erfolgt. Wenn $R = A$ wird, so ist $A - R = 0$, d. h. es findet kein Abfließen statt; es ist dann auch $R = G \cdot \sin \alpha$, d. h. wenn der Reibungswinkel α' für Wasser und Erdboden erreicht ist, so hört das Abfließen des Regenwassers auf. Eine flach geneigte Fläche ist somit für die Infiltration ebenso günstig, wie eine horizontale, wenn ihre Neigung den Reibungswinkel zwischen Wasser und Erdboden nicht überschreitet.

Der Reibungskoeffizient f ist die Reibung R dividiert durch den Druck $D = G \cos \alpha$ (s. Fig. 3), es ist also $f = \frac{R}{G \cos \alpha}$; der Reibungswinkel α' wird somit gefunden durch $R = G \cdot \sin \alpha' = f \cdot G \cdot \cos \alpha'$ und $f = \frac{\sin \alpha'}{\cos \alpha'} = \operatorname{tg} \alpha'$, eine bekannte Gleichung der Mechanik. Das Abfließen erfolgt mit der Kraft

$$\mathfrak{A} = A - R = G \sin \alpha - f G \cos \alpha = G (\sin \alpha - f \cos \alpha).$$

Bei gleicher Neigung des Terrains hängt somit die Kraft und deshalb auch die Geschwindigkeit, mit welcher das Abfließen erfolgt, allein vom Reibungskoeffizienten f ab; je größer derselbe ist, desto kleiner wird der Abfluß, desto größer die Infiltration und Verdunstung.

Der Abfluß wird auch durch die Adhäsion C des Wassers zum Erdreich gehemmt und dadurch die Infiltration wesentlich begünstigt.

Es ist also die verbleibende Kraft des Abflusses $F = A - R - C$, wobei C für eine bestimmte Bodenart als eine Konstante angenommen werden darf. Leider sind f und C in der Natur für verschiedene Bodenarten noch nicht ermittelt, weshalb uns die gegebenen Formeln nur ein mathematisches Bild von den die Infiltration zum Teil bedingenden Faktoren geben.

Die Reibung zwischen Wasser und Erdboden hängt naturgemäß von der Rauheit bzw. Glätte des letzteren ab. Glatten Oberflächen begegnet man als Gletscherschliffe, als Verwerfer, seltener als Schichtflächen. Damit nähern wir uns dem zweiten Faktor, welcher die Abflußgeschwindigkeit bedingt, nämlich

2. der Skulptur und Bepflanzung der Erdoberfläche.

Ist die erstere rauh, so wird nicht bloß wegen der erhöhten Reibung das Wasser langsamer abfließen, sondern darum, weil bei gleicher Höhe der schiefen Ebene der Weg des abfließenden Wassers infolge der vielen Krümmungen des Wasserweges verlängert wird; dieses kann nicht nach der Linie des steilsten Falles, welche auf der schiefer Ebene die kürzeste ist, abfließen, sondern wird den vielen Grübchen des Gehänges folgen, somit einen weiteren Weg einzuschlagen haben. Es wird also bei gleicher Höhe die schiefe Ebene eine größere Länge haben, d. h. der Neigungswinkel der schiefen Ebene und dadurch auch die Geschwindigkeit des abfließenden Wassers wird verkleinert. Die Bepflanzung des Bodens wirkt nicht bloß aus diesem Grunde für die Infiltration günstig, sondern auch darum, weil die Wurzeln den Boden auflockern und dadurch wasserdurchlässiger machen, was um so wichtiger ist, je dichter die Tagdecke ist.

Ist ein Gehänge mit einer Wiese bedeckt, so kann das Wasser, wenn es in geringer Menge vorhanden ist, nicht nach der Linie des steilsten Falles abfließen, da jeder Grashalm die Bewegungsrichtung abdrängt und den Abflußweg verlängert, die Geschwindigkeit dadurch

herabsetzt, somit die Infiltration begünstigt. Fallen jedoch große Wassermassen auf seinen Hang, so wird die Geschwindigkeit des Abflusses erhöht, aus welchem Grunde auch bei einem Platz- oder Sturzregen die Infiltrationsmenge prozentarisch herabgesetzt wird.

Felder können die Furchen sowohl nach Höhengschichtenlinien als nach dem Gefälle des Hanges gezogen haben; im ersteren Falle wird das Regenwasser zurückgehalten, die Versickerung kann deshalb reichlicher erfolgen, während im letzteren Falle das Abfließen sehr begünstigt wird.

Ein großes Hindernis des Abfließens ist auch jedes bebaute Feld aus demselben Grunde, wie dies bereits bei der Bedeckung durch Wiesen erwähnt wurde. Das jährlich wiederkehrende Auflockern der Ackerkrume befördert die Infiltration. Ein Boden, welcher, wenn auch felsig, viele Unebenheiten besitzt, auf welchem reichlich Gesteinsbrocken herumliegen, wird das Regenwasser langsamer, unter Umständen auch gar nicht abfließen lassen, da der verschlungene Abflußweg die Länge der schiefen Ebene bei gleicher Höhe wesentlich verlängert, weshalb α kleiner wird und selbst den Reibungswinkel α' erreichen kann.

Ebermayer fand, daß während der Vegetationszeit die Wiesen, Kartoffel- und Weizenacker mehr als das dreifache Wasser verbrauchen wie der Wald; man nennt diesen Verbrauch die vegetative Verdunstung.

Wälder haben einen komplizierteren Einfluß auf das Bodenwasser; in ihren Gezweigen und Blättern bleibt ein bedeutender Teil des Regens hängen und kann, weil jeder Tropfen fast allseits von der Luft umgeben ist, leicht verdunsten; es fällt somit weniger Wasser zum unebenen Boden; dieser ist mit Vegetation, mit rauhem, porösem Humus- oder Moosboden bedeckt, welche das Abfließen hindern, in dieser Hinsicht die Infiltration zu begünstigen scheinen; doch saugen die Wälder, besonders wenn der Boden moosreich ist und eine stärkere Humusschicht trägt, auch eine große Wassermenge auf, welche allmählich verdunstet. Da die Bodenverdunstung im Walde kleiner als im Freilande ist, so sind die Schwankungen des Grundwasserspiegels geringer. Der obertägige Abfluß ist aus all den genannten Gründen kleiner.

Sehr beachtenswert sind die Beobachtungen v. Seckendorffs während eines dreitägigen Landregens (52,6 mm Regenhöhe).

Baumart	Es regnete nach Rechnung auf die Krone	Hiervon drangen nach ombrometrischen Mittelwerten auf den Boden	Es wurden am Stamme abgeführt	Es gelangten mithin in Summa auf den Boden	Durch Verdunstung gingen verloren	Es gelangten Prozente des auf die Krone gefallenen Wassers auf den Boden	
						ohne	mit
						Einrechnung des am Stamme abgeführten Wassers	
Liter							
Buche . . .	3406	1839	260	2099	1307	54,0	61,6
Eiche . . .	3170	1983	200	2183	987	62,5	68,9
Ahorn . . .	4819	3142	200	3342	1477	65,2	69,4
Fichte . . .	1573	481	16	497	1076	30,6	31,6

Die Laubbäume führen somit dem Boden doppelt soviel Wasser zu als die Nadelbäume. v. Seckendorff fand ferner, daß ein 9 cm starker Moosrasen (Sphagnum) in 1 m² 14 Liter Wasser, 14 mm Regenhöhe entsprechend, führt, und daß 100 kg lufttrockene Laubstreu 200 bis 250 kg, trockene Eichenblätter und Weißbuchenstreu 120 bis 180 kg, Fichtenstreu 110 bis 140 kg Wasser aufnehmen. Ist jedoch die Verwesung der Streu sehr weit vorgeschritten, so bildet sie einen wasserundurchlässigen Boden.

Die Beobachtungen v. Seckendorffs ergänzte K. E. Ney¹⁾, welcher auf Grund der forstlichen Beobachtungen in Österreich, Bayern und Schweiz die Verluste ermittelte, welche der Regen (800 mm Jahresmittel) in geschlossenen Altholzbeständen mittlerer Lage auf dem Wege bis zum Boden durch Verbleiben in der Baumkrone und ohne bzw. mit Bodendecke durchschnittlich im Jahre erleidet:

Im Buchenwald, ohne Bodendecke	120 mm,	mit Bodendecke	170 mm
„ Kiefernwald, „	160 „	„	240 „
„ Fichtenwald, „	267 „	„	307 „

Die mit Feld bebaute Fläche dürfte 80 mm, die schlechte Weide etwa 30 mm und die ganz kahle Fläche keine Verluste erleiden.

Die voranstehenden Beobachtungen bestätigen übereinstimmend den Satz: „Die Buche ist wasserwirtschaftlich der günstigste Baum des deutschen Waldes“ (Kautz, Der Schutzwald).

Hoppe²⁾ fand, daß die Baumkronen vom Regen je nach seiner Höhe zurückbehalten:

	Regenhöhe: 10 mm	10 bis 20 mm
60jährige Eichen	63 Proz.	39 Proz.
84jährige Buchen	32 „	19 „

Die Regenhöhe und Regendichte beeinflussen dieses Prozentverhältnis, da jeder Baum nur eine bestimmte Wassermenge tragen kann; jedes Mehr muß in Gänze abfließen.

Auch das sogenannte Unterholz, die Gräser und Kräuter des Waldes fangen einen Teil des Regens auf und beanspruchen, ebenso wie die Bäume und die übrigen Pflanzen, zu ihrer Ernährung Wasser, das sie zum Teil auch dem Boden entziehen, worüber später einschlägige Beobachtungen mitgeteilt werden.

Laubbäume werden bei uns im Winter und Frühjahr, also zu Zeiten ohne Blattschmuck, viel mehr Niederschläge dem Boden zuführen und weniger entziehen als in den anderen Jahreszeiten.

Die Fähigkeit des Waldes, die Verdunstung aus zwei Gründen zu befördern, wirkt gegen die Infiltration. Es ist deshalb die viel verbreitete Anschauung nicht richtig, daß der Waldbestand für das unterirdische Wasserregime am günstigsten wirkt, eine Ansicht, welche in der Tatsache, daß der Wald am wenigsten Wasser abfließen läßt,

¹⁾ Das Wasser 10, 522, 1914. — ²⁾ Handb. Ing.-Wiss., 3. Tl., 1. Bd., S. 7.

scheinbar begründet ist; er speichert das meiste Wasser auf, läßt es teilweise verdunsten und infiltriert es erst dann, wenn sein Boden mit Wasser gesättigt ist, wie z. B. bei einem länger anhaltenden Regen.

Die eingehenden Untersuchungen von Erlenmeyer und besonders von P. Oztotzkij haben schlagend bewiesen, daß der Waldbau jene Kulturform ist, welche dem Boden die meiste Feuchtigkeit entzieht und das Bodenwasser am wenigsten speist. Sie fanden, daß bei geringen Regenhöhen unter einem fast horizontalen Waldboden der Grundwasserspiegel tiefer gelegen ist als im Freiland, ja selbst gegenüber kleinen Lichtungen. Diese Absenkung kann oft sehr bedeutend sein und beträgt unter dem Schipowschen Walde bei Erischew (Rußland) nach Oztotzkij 10,96 m bei 190 m Entfernung vom Freiland. Es ist deshalb gefehlt, wie es wiederholt geschah, zur Sicherung der Qualität des Bodenwassers die ebene Umgebung der Entnahmestelle mittels Baumwuchs zu schützen, da dies, besonders stark beim Nadelwald, auf Kosten der Quantität geschieht. Wiesenkulturen haben qualitativ dieselbe Wirkung und wären quantitativ nicht nur kein Nachteil, sondern ein Vorteil.

Nahe der Oberfläche ist der Feuchtigkeitsgehalt des Waldbodens größer als in der Tiefe, während dies im Freiland umgekehrt ist. Der Wald im Gehänge ist das beste Mittel gegen Hochwasser, er ist ein Wasserspeicher.

Es ist bisher noch nicht sicher entschieden, inwieweit der Wald die Niederschlagsmenge beeinflusst; doch scheint er dieselbe zu erhöhen, was auch in den Beobachtungen Fautrats¹⁾ begründet erscheint. 1878 wurden folgende Regenmengen gemessen:

Über dem Laubwald	775 mm	Über dem Fichtenwald	774 mm
Im Freien	756 „	Im Freien	728 „
Im Laubwald mehr	19 mm	Im Fichtenwald mehr	46 mm

Dieses Ergebnis wird bestätigt durch Beobachtungen der Niederschläge an dem kahlen und dem wieder aufgeforsteten Boden, wobei letzterer eine etwas größere Regenmenge aufwies; dieser Einfluß des Waldes war im Sommer und Herbst am größten, im Winter jedoch gleich Null.

Lorenz v. Liburnau²⁾ fand auf Grund seiner Beobachtungen in Österreich, daß die westlich außerhalb des Waldes gelegenen Orte die größten, die Freistationen im Windschatten des Waldes die kleinsten Regenmengen haben. E. Romer³⁾ konnte im Revier Dobrostanj (Galizien) feststellen, daß die Waldgebiete durchschnittlich im Jahre etwa 10 Proz., im Winter sogar 25 Proz. mehr Niederschläge haben als die waldlosen. Die Niederschlagsverhältnisse werden unter dem Einfluß der Waldvegetation einheitlicher.

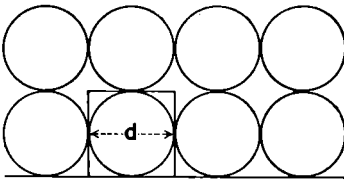
¹⁾ Compt. rend. 89, 1051. — ²⁾ Resultate forstl. meteorol. Beobachtungen, 2. Tl., 1892. — ³⁾ Kosmos 38, 1573, 1913.

3. Die petrographischen Verhältnisse der Erdkruste. Durchlässigkeit (Permeabilität) der Gesteine.

Das Porenvolumen ist die Summe der Hohlräume (Poren) in einer bestimmten, zumeist lockeren oder verkitteten Gesteinsmasse; z. B. in $2,4 \text{ m}^3$ Sand ist das Porenvolumen $0,8 \text{ m}^3$. Das Verhältnis des Porenvolumens zu dem ganzen Volumen des Gesteins, meist in Prozenten ausgedrückt, ist der Porenquotient = p , also im früheren Beispiele $0,8:2,4 = 0,33$ oder 33 Proz.

Es gibt Gesteine, im geologischen Sinne, welche das Wasser mehr oder weniger leicht durchlassen, wie z. B. Sand, Schotter, Schutt, gewisse Sandsteine und Konglomerate, vulkanischer Tuff, blasige Eruptivgesteine usw., und welche durchlässig genannt werden; andererseits kennen wir Gesteine, welche — im technischen Sinne — das Wasser nicht durchlassen, sie sind undurchlässig oder wasserdicht, wie Ton oder geschlossene Tongesteine, z. B. Schiefer-ton; die undurchlässigsten Gesteine sind die bereits mit Wasser gesättigten.

Fig. 4.



Zwischen diesen beiden Bodenarten sind die schwer durchlässigen Gesteine. Wasserhaltig sind alle Gesteine; dieser, wenn auch manchmal sehr geringe, durch Kapillarität festgehaltene Wassergehalt wird Gebirgs-, Berg- oder Grubenfeuchtigkeit genannt. Dieselbe bindet vermöge der Kapillarität das Wasser fest an sich und schließt es dadurch von der allgemeinen unterirdischen Zirkulation aus. Sie wird durch Erwärmen des Gesteins auf 110°C bestimmt. Die bergfeuchten Gesteine lassen sich besser als die trockenen bearbeiten.

Das Porenvolumen der lockeren Gesteinsmassen hängt von der Form, Lagerung und Gleichartigkeit der einzelnen Elemente bzw. Körner ab. Wären dieselben durchweg gleich groß und kugelförmig, so würde der Porenquotient von der gegenseitigen Lagerung der Elemente abhängen; ihre absolute Größe kommt jedoch nicht in Betracht, weshalb der Porenquotient des größten Schotters gleich dem des feinsten Sandes ist, wenn die genannten Bedingungen erfüllt sind.

Die kubische Lagerung der Elemente, d. h. wenn die Verbindungslinien der Mittelpunkte der einzelnen Kugeln Würfelfanten entsprechen (Fig. 4), gibt den größten Porenquotienten, nämlich $47,64$ Proz.

Denkt man sich in einem sehr großen Raum Reihen von Kugeln vom Durchmesser d neben-, hinter- und übereinander in kubischer Lagerung geschichtet, so kann man sich zu jeder Kugel den umgeschriebenen Würfel von d Seitenlänge denken.

Der Körperinhalt jeder Kugel ist $\frac{\pi}{6} d^3$, jener des umschriebenen Würfels jedoch d^3 ; folglich wird jeder Hohlraum P zwischen diesem und jener, also gleichsam die Würfecken bildend, $P = d^3 - \frac{\pi}{6} d^3$ sein, $= d^3(1 - 0,5236) = 0,4764 d^3$, d. h. gleichgültig, ob d groß oder klein ist, der Hohlraum (Porenvolumen) des Würfels ist immer 0,4764 von $d^3 =$ Würfelinhalt; setzt man diesen mit 100, so ist der Porenquotient

$$p = 47,64 \text{ Proz.};$$

was für jeden einzelnen Würfel gilt, gilt auch von ihrer Summe.

Denkt man sich die obere Kugelreihe gegen die untere derart verschoben, daß die Mittelpunkte der oberen über die Berührungsstellen der unteren Kugeln kommen, wodurch die Verbindungslinien der Kugelmittelpunkte im Vertikalschnitt gleichseitige Dreiecke werden — rhombische Lagerung —, so sinkt der Porenquotient p auf 39,54 Proz. herab, wie dies eine einfache Berechnung ergibt.

Liegen die Kugeln derart, daß die Verbindungslinien ihrer Mittelpunkte Tetraeder bilden — tetraedrische Lagerung —, so ist der Porenquotient

$$p = 26,18 \text{ Proz.}$$

Clifford Richardson hat 24 nordamerikanische Sande untersucht und fand den Porenquotienten für lockeren Sand zwischen 37,6 und 51,2¹⁾, im Durchschnitt mit 43,5 Proz., für kompakten Sand von 29,6 bis 42,4¹⁾, durchschnittlich mit 36,1 Proz. Während der Porenquotient des lockeren Sandes sich dem obigen theoretischen Höchstwert = 47,64 Proz. nähert, so nimmt der kompakte Sand eine Mittelstellung zwischen den beiden früher berechneten theoretischen Werten ein. Richardson fand ferner, daß durch Zerkleinerung der Porenquotient etwas wenigens zunimmt. Scharfes Quarzpulver, welches den 6 bis 10 Maschensieben entspricht, hat 43,3 Proz., das den Maschensieben 20 bis 30 angehört, 43,4 Proz. und das die Größe der 90 bis 100 Maschensiebe hat, 44,2 Proz. Porenquotient. Dies haben auch die Versuche von A. Mayer, Liebenberg, Wollny und E. J. Köhler bestätigt. E. J. Köhler fand experimentell, daß bei gleicher Größe der Elemente (Körner) innerhalb jeder Sandsorte der Porenquotient um so größer ist, je unregelmäßiger dieselben sind, d. h. je mehr sie von der Kugelgestalt abweichen; dies hatte früher auch Seelheim bewiesen. Kröber fand für sorgfältig sortierten und gewaschenen Sand von 0,54 bis 3,8 mm Kerndurchmesser $p = 39$ bis 41 Proz. und H. Lang für gewöhnlichen Sand mit 0,1 bis 0,8 mm Durchmesser $p = 36$ Proz. Im allgemeinen nimmt man für Flußalluvium den Porenquotienten mit 30 bis 35 Proz. an.

¹⁾ Letzterer Wert für einen Sand mit viel Lehm.

Die Sande und Kiese werden nach ihrer Korngröße verschieden benannt, und zwar als:

Grobkies	über 7,0 mm Korngröße,
Mittelkies	von 4,0 bis 7,0 " "
Feinkies	" 2,0 " 4,0 " "
Sehr grober Sand	" 1,0 " 2,0 " "
Grober Sand	" 0,5 " 1,0 " "
Mittelfeiner Sand	" 0,25 " 0,5 " "
Feiner Sand	" 0,05 " 0,25 " "

Das noch feinere Korn heißt Staub, befeuchtet Schlamm oder Silt. Die Körner des feinen und zumeist auch des mittelfeinen fluviatilen Sandes sind eckig, da sie im fließenden Wasser schwebend, hingegen die schwereren Körner rollend weitergetrieben werden, weshalb die letzteren abgerundet sind. Die äolischen Sande, d. h. jene, welche durch Winde bewegt werden, sind abgerundet. Damit ist auch ein Mittel gegeben, den fluviatilen Löß vom äolischen zu unterscheiden.

Feiner Sand vermag vermöge der Kapillarität das Wasser in sich emporzuheben und wirkt dadurch der Durchlässigkeit gleichsam entgegen. Jene Eigenschaft kann für die Vorgänge in der Nähe des Grundwasserspiegels von größerer Bedeutung sein. A. Atterberg¹⁾ fand für Sande folgende Steighöhen:

Korngröße	mm	2 bis 5	0,04 bis 0,02	0,02 bis 0,01
Steighöhe in 24 Stunden .	cm	2	115 (max)	5,5
" " 3 Tagen	"	6,5 (Endzustand)		
" " 30 Tagen	"			245

Die Steighöhe für lockere Böden wird von Seemann²⁾ mit 0,33 bis 0,5 m, für schwere mit 1 bis 1,5 m, für Ton mit 1 bis 1,25 m, für Lehm mit 0,5 m angegeben.

Da auch die Elemente der lockeren Massen nicht durchweg gleiche Größe haben, so wird jener höchste theoretische Wert des Porenquotienten, gleich 47,64 Proz., auch um so seltener erreicht, da die Elemente nicht durchweg die theoretische kubische Lagerung und die Kugelgestalt besitzen. Die Beeinflussung des Porenvolumens infolge der Verschiedenheit des Kornes zeigt am deutlichsten der Schotter; wenn die Gerölle auch durchweg Kugeln in kubischer Lagerung wären, so kann dennoch der theoretische Wert nicht erreicht werden, weil ja die 47,64 Proz. betragenden Zwischenräume nicht durchweg von Luft, sondern zum Teil auch von Sand erfüllt werden, wodurch der Porenquotient herabgesetzt wird. Aus demselben Grunde kann der Sandstein nie das Porenvolumen des Sandes erreichen, weil seine Poren durch das Bindemittel mehr oder weniger erfüllt sind. Ein toniges oder mergeliges³⁾ Bindemittel wird, weil undurchlässig, die Durchlässigkeit des Sandsteines bedeutend, zuweilen bis auf Null herabsetzen.

¹⁾ Kolloidchemie, Beiheft 6, 55. — ²⁾ Leitfaden der Bodenanalyse, S. 8. —

³⁾ Mergel ist ein inniges, verfestigtes Gemenge von Ton- und Kalk- oder Dolomitschlamm.

Das Porenvolumen kann auf verschiedene Weise bestimmt werden; doch sind bei jeder folgende Vorsichten sinngemäß einzuhalten. Die Probe, welche, wenn sie ein kompaktes Gestein ist, aus mehreren kleinen Stücken besteht, wird im Trockenschrank bei 60° C getrocknet und im Exsikkator ausgewogen. Das destillierte Wasser, in welches die Probe gegeben wird, muß ausgekocht sein. Den ganz durchnässten Stein trocknet man vor dem Auswägen mit einem halbfuchten, feινόcherigen Schwamm ab. Die Probe wird so oft wiederholt, bis man gleichbleibende Resultate erhält¹⁾.

Für lockere Massen wird das Porenvolumen auf folgende Weise am einfachsten, wenn auch nicht ganz genau, bestimmt. In ein gradiertes Gefäß wird das lockere Material, z. B. Sand, gegeben und dieses so lange durch Klopfen u. dgl. behandelt, bis die Oberfläche nicht mehr sinkt; es seien nun $S \text{ cm}^3$ Sand im Gefäße. Man gießt vorsichtig, jedes Aufwirbeln des Sandes vermeidend, aus einem gradierten Gefäß Wasser so lange ein, bis der Wasserspiegel die Oberfläche des Sandes erreicht; man hat $W \text{ cm}^3$ Wasser eingegossen, welches die Poren erfüllte. Es ist also $\frac{W}{S} \cdot 100 = p$ der Porenquotient.

Insbesondere feine Sande führen oft viel Luft mit sich, weshalb man dann in eine gemessene Wassermasse eine gemessene erwärmte Sandmenge einführt.

Eine andere, sehr genaue Methode, das Porenvolumen zu finden, besteht darin, die Dichte D des getrockneten Sandes mittels Pyknometer oder dergleichen zu bestimmen und ein bekanntes Volumen V Sand abzuwägen; es wiegt G . Hätte dieses keine Zwischenräume, so müßte sein Gewicht G' gleich sein dem Volumen multipliziert mit der Dichte $G' = V \cdot D$; das Gewicht G des Sandes wurde jedoch beim Wägen kleiner gefunden, folglich entspricht $G' - G$ dem Gewicht der Poren, wenn diese mit dem Sandmaterial gefüllt wären. Diese Gewichts-differenz ist durch die Dichte D zu dividieren, um das Porenvolumen zu erhalten. Zum Beispiel 100 cm^3 Quarzsand wiegen 168 g , die Dichte desselben ist $2,65$, folglich würden 100 cm^3 Quarz $265 \text{ g} = G'$ wiegen. Diese sind um $265 - 168 = 97 \text{ g}$ schwerer als der lose Sand, dessen Porenquotient $97 : 263 = 36,6 \text{ Proz.}$ ist.

Auf gleiche Weise kann auch das Porenvolumen der bei 110° getrockneten und luftfreien kompakten Gesteine bestimmt werden, deren Dichte ermittelt wurde. Man wägt das getrocknete Gesteinsstück ab, läßt es länger im Wasser liegen, trocknet dann das ausgehobene Stück sorgfältig außen ab und wägt es neuerdings. Das Porenvolumen und dessen Quotient wird ebenso, wie vorher erläutert, berechnet.

Eine andere einfachere, doch weniger genaue Methode ist folgende: Das kompakte Gestein, aus dem man früher durch mäßiges Erwärmen

¹⁾ Hirschwald, Handbuch d. bautechn. Gesteinsprüf., S. 110. Berlin 1912.

(bis 110°) die Luft und das Wasser austrieb, legt man in ein gradiertes, mit Wasser zum Teil gefülltes Gefäß und beobachtet rasch das dadurch bedingte Ansteigen des Wasserspiegels, aus welchem das Volumen des Gesteinsstückes $S \text{ cm}^3$ bestimmt werden kann. Man läßt das Ganze in Ruhe, wobei man bemerkt, daß der Wasserspiegel sinkt, bis er eine konstante Höhe einnimmt. Dieses versinkende Wasser wurde vom Gestein eingesogen; ist sein Volumen (Porenvolumen) $W \text{ cm}^3$, so ist der Porenquotient $p = \frac{W}{S} \cdot 100$.

Wenn es sich nicht um sehr genaue Bestimmung handelt, so genügt es, das Gefäß nach Eintragung des Gesteinsstückes möglichst sicher zu verschließen, z. B. mittels einer mit Fett u. dgl. aufgedichteten Glasplatte, um die Wasserverdunstung hintanzuhalten. Genauere Resultate erhält man jedoch damit, daß man ein zweites gleiches Gefäß, bis zur selben Höhe mit Wasser gefüllt, neben das oben offene Gefäß stellt und in beiden das Sinken des Wasserspiegels beobachtet. Im ersteren Gefäß ist dieses Sinken durch die Verdunstung des Wassers bedingt, welcher Wert von jenem im Meßgefäß erhaltenen Wasserspiegelaufgang abzuziehen ist.

Auf diese und die früher erwähnte Weise hat man den Porenquotienten vieler Gesteine bestimmt; einige sind in der nebenstehenden, zum Teil O. Lueger¹⁾ entnommenen Tabelle genannt.

Ein sehr kleines Porenvolumen erhöht die Wetterbeständigkeit der Gesteine.

Die Porenquotienten haben in hydrologischer Hinsicht praktisch vorwiegend nur für die lockeren Gesteine Bedeutung, da sie hier für die Durchlässigkeit des Wassers oft maßgebend sind; diese ist nach A. Thiem überdies von der Korngröße, Kornoberfläche (ob glatt oder rau), Temperatur und Lagerung der Teile abhängig. So hat der Ton einen sehr großen Porenquotienten und dennoch ist seine Durchlässigkeit bei nicht zu hohem Druck Null, da wegen der Kleinheit des Kornes die Kapillarität das Wasser nicht durchläßt, die Poren bleiben mit Wasser gefüllt. Die Kolloide des Bodens setzen die Durchlässigkeit bedeutend herab. Je gröber das Korn, desto durchlässiger ist der Sand, wenn auch sein Porenquotient kleiner ist. Unter 0,1 mm Korngröße ist der Sand fast undurchlässig. Mit zunehmender Temperatur nehmen die Widerstände ab und das Wasser wird leichtflüssiger, was bei Thermen von Belang sein kann. Der Einfluß der Lagerung der Elemente wird bei einem Schotter, der vorwiegend aus flachen Geschieben besteht, sehr sinnfällig, da das Wasser in der Richtung der Geschiebeflächen geringeren Widerstand findet als wie querweise. Sande, die vorwiegend aus platten Teilchen bestehen, z. B. viel Glimmer-

¹⁾ Wasserversorgung d. Städte (Darmstadt 1890), 1. Bd., S. 217; 2. Aufl. von R. Weyrauch, 1914, S. 263.

	Porenquotient in Proz.	
	Mittlerer Wert	Vereinzelter Höchstwert
Feinkörniger Granit	0,05— 0,45	0,70
Grobkörniger Granit	0,36— 0,86	—
Syenit	0,50— 0,60	1,38
Diorit	0,25	—
Gabbro	0,60— 0,70	—
Serpentin von Neunburg v. W. (Oberpfalz)	0,56	—
Porphyr	0,40— 0,60	2,55
Trachyt von Drachenfels a. Rhein	9,0	—
Phonolith	2,00— 3,50	4,50
Basalt	0,63— 1,28	—
Basaltlava	4,40— 5,60	—
Tonschiefer	0,54— 0,70	—
Kieselschiefer	0,85— 0,91	2,70
Sandstein, sehr dicht (Durchschnitt)	4,00	—
„ dicht (Durchschnitt)	15,20	—
Buntsandstein (Trias), Deutschland	3,23	15,90
Keupersandstein „	16,94	—
Jurasandstein	4,20— 6,80	—
Sandsteine des Wiener Tertiärbeckens	4,03—17,7	—
„ von Wisconsin (Nordamerika)	5,6 —28,3	—
Verschiedene Sandsteine	6,90—26,90	39,80 (47,0?)
Dolomit	1,50—22,15	—
Marmor von Carrara	0,11— 0,22	—
„ grauer, von Belgien.	0,19	—
„ weißer, von Schlanders (Tirol).	0,59	—
„ von Pörschach (Kärnten), Untersberg (Salzburg)	0,26— 0,27	—
Kalkstein	0,67— 2,55	—
„ oolithisch	13,6 —16,93	—
Kalktuff	20,20—32,20	—
Kreide	14,40—43,90	—
Löß	41—46	—
Dünensand	24,0	—
Mittelkies, Korndurchmesser 4 bis 7 mm	36,70	—
Feinkies „ kleiner als 4 mm	36,00	—
Sehr grober Sand „ „ „ 2 „	36,00	—
Grober Sand „ „ „ 1 „	39,60	—
Feinsand „ „ „ $\frac{1}{3}$ b. $\frac{1}{4}$ mm	42,00	—
Lehm	31—34	45—50
Sehr toniger Boden.	46,40	—
Ton	44—50	—
Mergel	47,50	—
Humusarmer, ziemlich stark töniger Boden.	48,10	—
„ sehr feinkörnig. sand. lehmiger Boden	55,30	—
Kieselhaltiger Ton	52,50	—
Schwarzer humoser, kalkiger Lehmsandboden	56,80	—
Torferde	81,00	85,2
Infusorienerde	91,60	—

blättchen enthalten, zeigen dieselben Verhältnisse. Infolge der Ungleichheit des Kornes bilden sich in den Sand- und Schotterlagen offenere Wege für das Wasser.

Bei den festen Gesteinen ist der Porenquotient von geringer Bedeutung, da hier die Durchlässigkeit von den Spalten, Klüften, Fugen und Adern bestimmt wird, welche das Gestein durchsetzen. In den Sedimentgesteinen kommen in dieser Hinsicht die Schichtfugen, doch auch Querklüfte zur Bedeutung, selbst in sonst wasserdichten Gesteinen, wie im Mergel. In den Eruptivgesteinen sind die Absonderungs-, Frost- und Insolationsklüfte die Wasserwege, das Porenvolumen wird hauptsächlich von der Gebirgsfeuchtigkeit beansprucht. Die Durchlässigkeit hängt von der Ausdehnung und der Zahl der Klüfte in der Flächeneinheit ab. So z. B. ist der triadische Kalkstein und Dolomit in Oberschlesien¹⁾ von Klüften aller Art so reichlich durchsetzt, daß sie ein mächtiger Wasserträger sind. Die Schichtfugen, welche für die Wasserführung gewöhnlich sehr günstig sind, kommen hier weniger in Betracht, weil sie meist verletzt sind.

In Kalkstein werden die Fugen und Klüfte infolge seiner Auflösung zu größeren Kanälen und Höhlen erweitert.

Wieweit und in welcher Mächtigkeit die Klüfte ins Gebirge eindringen, kann durch den Bergbau, manchmal auch durch den Tunnel- und Steinbruchbetrieb oder durch Bohrlöcher entschieden werden.

Auch das Verwitterungsprodukt, die Bedeckung eines Gesteins kann dessen Infiltrationsfähigkeit ganz wesentlich beeinflussen. So z. B. geben manche Glimmerschiefer, denen ein relativ hoher Porenquotient zukommt, eine tonige Verwitterungskruste, welche fast undurchlässig ist, so daß die aus diesem Gestein aufgebauten Gebirge, wie einzelne Teile der Kor- und Saualpe in Kärnten, wenig Bodenwasser führen. Auch vom Tonschiefer gilt häufig dasselbe.

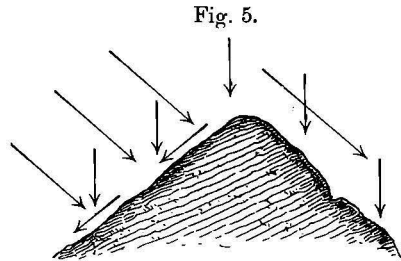
Die Kolloide der Tone, der Mergel, der tonigen und humösen Verwitterungsprodukte sind der Infiltration sehr abträglich, obschon, wie dies die voranstehende Tabelle zeigt, sie das größte Porenvolumen haben. Sie sind bei dem gewöhnlich in der Natur beobachteten oder in der Technik auftretenden Druck wasserdicht. Würde sich dieser derart steigern, daß die große Energie der Kapillarität überwunden wird, so würde auch der Ton wasserundurchlässig. Hieraus ergibt sich, daß es theoretisch gar keine undurchlässigen Gesteine gibt, daß also dieser Begriff innerhalb gewisser Grenzen nur im praktischen Sinne angewendet werden darf. Daß die Tone selbst in großer Tiefe, also auch bei großem hydraulischen Druck, wasserundurchlässig sein können, beweisen die Tonmäntel der Salzlagerstätten, welche diese vor der Auflösung schützen.

¹⁾ R. Michael, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 33, Tl. 2, S. 77.

Auch durch die Adhäsion wird das Wasser an das Gestein gebunden, und zwar um so mehr, je kleiner das Korn ist, da dann in einer Kubikeinheit die Summe der Oberflächen der Körner relativ größer ist. Bei größerem Kies und bei Geröllen spielt nur mehr die Adhäsion eine Rolle, da die Kapillarität bedeutungslos ist.

Die Durchlässigkeit der klastischen Gesteine, das sind jene, welche aus einem Trümmerwerk von Gesteinen gebildet werden, kann auch nicht generell in Zahlen ausgedrückt werden; so z. B. können zwei Sandsteine denselben Porenquotienten besitzen; hat der eine ein sandig-kalkiges, der andere ein toniges Bindemittel, so wird die Durchlässigkeit des ersteren unvergleichlich größer als die des letzteren sein, weshalb ein Sandstein sehr wasserlässig, ein anderer ganz oder fast undurchlässig sein kann. Ebenso wirkt die Klüftung auf dasselbe Gestein, wodurch der Grad der Permeabilität (Durchlässigkeit) für dieselbe Gesteinsart verschieden wird.

Wasserlässige Gesteine sind in der Regel: Sand¹⁾, Sandstein, wenig fest oder mit nicht tonigem Bindemittel, Schotter, Schutt, Konglomerat, locker oder mit nicht tonigem Füll- und Bindemittel, Schutt, Breccie, vulkanische Tuffe und Sande, blasige und zellige Gesteine, viele Dolomite, insbesondere die alpinen, Kohle, Brauneisenstein, alle geschichteten Gesteine mit offenen Schicht- oder Schieferungsflächen und die zerklüfteten Gesteine aller Art.



Undurchlässig sind Ton, Lehm, Schiefer-ton, Mergel, Mergelschiefer, fester, massiger Kalkstein, Granit und andere Eruptivgesteine, wenn sie homogen, nicht zerklüftet sind, Sandsteine und Konglomerate mit reichlich tonigem Bindemittel, gefrorener Boden und Gesteine aller Art, welche bereits mit Wasser gesättigt sind.

Werden wasserlässige Gesteine entwässert, was ja oft für die Wasserversorgung menschlicher Ansiedlungen bezweckt wird, so wird nie innerhalb eines bestimmten Raumes das gesamte Wasser ausfließen, es wird vielmehr immer ein wenn auch meist kleiner Teil (Bergfeuchtigkeit) durch die Adhäsion und Kapillarität im Gestein verbleiben.

Auch wasserlässige Gesteine können in der Erde wasserstauend sein, wenn das Wasser aus einem sehr lässigen Gestein in ein weniger lässiges, z. B. von Kies in feineren Sand übertritt.

Die Versickerung in den geschichteten Gesteinen hängt auch von der Lage der Schichtung gegenüber dem Gehänge ab. Im Profil Fig. 5 wird im linken Gehänge das auffallende Regenwasser über die Schichten-

¹⁾ Unter 0,2 mm Korngröße nimmt die Durchlässigkeit rasch ab und ist bei 0,1 mm fast Null (Atterberg).

köpfe hinweggleiten, während im rechtsseitigen Gehänge die Schichtenköpfe gegen das abfließende Regenwasser gerichtet sind, weshalb dieses in die Schichtfugen eindringen und das Bodenwasser speisen kann. Würde jedoch der Regen in der Richtung des rechten Gehänges auf-

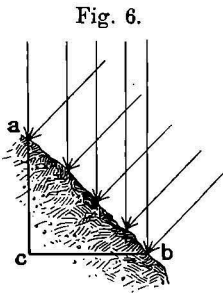


Fig. 6.

fallen, wie dies die größeren Pfeile andeuten, so würde dieses Gehänge nur kleine Regenmengen erhalten, weshalb auch die Infiltration eine untergeordnete wäre. Umgekehrt, wenn der Regen annähernd in der Richtung des linken Gehänges auffallen würde, so würde die rechte Seite mehr Wasser erhalten, als wenn der Regen vertikal herabfiele (Fig. 6); denn im letzteren Falle käme nur die Fläche cb in Rechnung, während beim senkrechten Auffallen des Regens auf ab diese

ganze Fläche direkt bewässert wird; deshalb würde das unterirdische Wasserregime ausgiebiger gespeist werden. Es ist also auch die vorherrschende Richtung der regenbringenden Winde von wesentlichem Einfluß.

Praktische Anwendung.

In der Praxis handelt es sich manchmal darum, das Versickern des Atmosphärenwassers hintanzuhalten, manchmal dies zu befördern.

Beim Bergbau entstehen oft infolge Einstürzens der Grubenträume an der Erdoberfläche Vertiefungen, Pingen genannt, von welchen Klüfte in die Grube führen, längs welchen das obertägige Wasser versickert und mit größerem Kraft- und Kostenaufwand wieder zum Tag gehoben, gepumpt werden muß. Um dieses Versickern zu beheben, wird der fruchtbare Boden der Pinge ausgehoben, eine Lehmlage in ihr eingestampft, nahezu bis zu Tage die Pinge mit verschiedenem Material ausgefüllt und darüber der frühere fruchtbare Boden ausgebreitet, wodurch auch diese Fläche dem Landbau wieder zugeführt werden kann.

Dem Salzbergbau ist das eindringende Atmosphärenwasser besonders gefährlich, weshalb man ein Versickern dadurch hindert, daß man es an der Oberfläche möglichst rasch ableitet und die Wassergerinne (Gräben) wasserundurchlässig macht, z. B. durch Betonieren der Talfurchen oder an besonders wasserlässigen Stellen durch Holzgerinne. Flußläufe, welche der Saline von Gefahr sein können, werden verlegt. Im Panamakanal wurden Rutschungen dadurch bedingt, daß das Regenwasser in die Klüfte des Andesits eindrang, weshalb von einer Kommission vorgeschlagen wurde, dieselben mit wasserdichtem Material auszufüllen¹⁾.

Andererseits muß manchmal das Abfließen möglichst gehindert und das Infiltrieren befördert werden. In Gebirgländern wurden

¹⁾ Zeitschr. Österr. Ing.- u. Arch.-Ver. 68, 603, 1916.

infolge schlechter Waldwirtschaft sogenannte Wildbäche erzeugt. Solange die Höhen der Berge mit Wald bestockt waren, hat dieser den größten Teil der Niederschläge aufgenommen und zurückgehalten; nachdem der Wald verschwunden war, stürzte fast die ganze Regenmenge über den kahlen Felsboden in das nachbarliche Tal, und diese großen Wassermengen erzeugten die verheerenden Wildbäche. Man hat sich, insbesondere in den Alpen, vielfach damit beschäftigt, diese Wildbäche zu bannen. In erster Linie mußte man bei einer radikalen Lösung dieses schwierigen Problems daran denken, der Entstehung des Wildwassers vorzubeugen. Dies wäre am einfachsten, wenn man den früheren guten Zustand herstellen würde; doch die Baumpflanzungen im nackten Felsboden bieten große Schwierigkeiten, und es währt geraume Zeit, bis sich die junge Kultur zu einem schützenden Wald entwickelt hat. Diese radikale Lösung wird allenthalben angestrebt. Um jedoch bald Abhilfe zu schaffen, zieht man in dem kahlen Gebirge nach den Höhenschichtenlinien, also horizontale Gräben; diese nehmen nicht bloß einen Teil des Regenwassers auf, sondern lassen dieses auch teilweise versickern und verdunsten.

Eine andere Anwendung des Versickers des Oberflächenwassers ist an mehreren Orten, besonders in Schweden üblich und gewinnt stetig mehr Anwendung; man hat sie Grundwasserfabrik¹⁾ genannt. Sie ist die Erfindung des hervorragenden deutschen Hydrotechnikers A. Thiem, welcher sie 1856 der Stadt Stralsund vorschlug. Dr. G. Gasperini verwendete sie in Florenz, läßt jedoch das Arnowasser vor dem Versickern durch künstliche Sandfilter gehen, wodurch eigentlich der Grundgedanke der Grundwasserfabrik, natürliche Filtration, nicht eingehalten wurde. Direktor Dr. Scheelhaase²⁾ baute bei Frankfurt a. M. eine große Anlage für die Versickerung von täglich 4000 m³ schmutziges Mainwasser, welches ebenfalls in Vor- und Feinfiltern, zum Teil im Klärteich zur Versickerung vorbereitet und durchlüftet wird und dann in einer 16 bis 17 m mächtigen Sandschicht versickert. Die Entfernung der Pumpstation von der Versickerung mit 250 m würde nach dem Urteil der städtischen hygienischen Kommission vollends genügen. Auch Groß-Berlin vermehrt sein Grundwasser mittels Sickerteiche. Es sei hier auch als typisches Beispiel Gotenburg kurz besprochen. Dieses versah sich mit Trinkwasser aus dem See Djölsen und ergänzte diese Anlage mit einem Pump- und Filtrierwerk, das das Wasser aus dem Götaälff nahm. Es war auch artesisches Wasser vorhanden, das in einem Sandlager auf dem Grundgebirge fließt und von Ton überdeckt ist. Das Sandlager beißt östlich höher gelegen aus, woselbst Sand so tief gewonnen wurde, bis der Wasserspiegel erreicht wurde. Als man in zwei Bohrbrunnen, welche tiefer den Ton bis auf das wasserführende

¹⁾ J. G. Richert, Die Grundwasser mit besonderer Berücksichtigung Schwedens 1911, S. 80. — ²⁾ Zeitschr. internat. Ver. Bohring, 20, 262, 1912.

Sandlager durchteuft hatten, kräftig pumppte, fiel in den Sandgruben der Wasserspiegel, ein sicherer Beweis, daß dieses Wasser demselben Sandlager angehört, welches die beiden Brunnen erschlossen haben. Man hat dann diese Sandgruben zu zwei Infiltrationsbecken ausgestaltet und in dieselben Wasser des Lerlje-Å geleitet, wodurch die Ergiebigkeit des artesischen Bodenwassers bei regem Pumpen wesentlich erhöht und die früheren Filteranlagen überleer wurden, da nun die Sandschicht des Untergrundes ausgiebiger filtrierte. Überdies wurde die Güte des Grundwassers wesentlich verbessert, der Gehalt an Chlor sank von 50 bis 400 auf 36 bis 45, jener an Ammoniak von 0,5 bis 5 auf 0 bis 0,3. Die Infiltrationsbecken wurden abwechselnd vom Schlamm, den der Fluß mitbrachte und die Poren verlegte, gereinigt. Eine größere Anzahl von Brunnen, mit einer Leitung verbunden, wurden von einer gemeinsamen Pumpenanlage betätigt.

In Schweden sind solche Infiltrationsbecken — Grundwasserfabriken — an mehreren Orten mit gutem Erfolg in Anwendung; in Deutschland dürfte jene im Ruhrgebiet die bedeutendste sein, woselbst das Wasser der Ruhr gereinigt wird.

Es empfiehlt sich, das schmutzige Wasser zuerst durch eine Schicht feinen Sandes fließen zu lassen, welcher den Schmutz sofort zurückhält und ausgewechselt werden kann, während er im groben Sand weitergetragen wird und mit der Zeit die Poren verstopft.

Auch die Ergiebigkeit der Quellen hat man durch künstliche Bewässerung des Einzugsgebietes erhöht und hierfür Sickergräben gezogen. Durchfließt jedoch das Sickerwasser keine Sandschichten, sondern Klüfte und Spalten, so ist deren Filtrationsvermögen gering, weshalb das Quellwasser unrein und hygienisch bedenklich sein kann.

4. Die Teilung der Niederschläge.

Man hat, wie bereits erwähnt, vordem angenommen, daß von der Niederschlagsmenge ein Drittel verdunstet und von Pflanzen absorbiert wird, daß ein Drittel an der Oberfläche abfließt und ein Drittel in die Erde einsickert. Daß diese alte Regel, die auch heute noch manche Praktiker ihren Rechnungen zugrunde legen, unhaltbar ist, ergibt sich schon aus den früheren Betrachtungen, welche lehren, daß der Prozentsatz des Infiltrationswassers von vielen verschiedenartigen Einflüssen bedingt wird, weshalb er örtlich ganz verschieden ist.

	Quartal				Winter- Proz.	Sommer- Mittel Proz.	Jahres- Proz.
	IV. Proz.	I. Proz.	II. Proz.	III. Proz.			
Direkter Abfluß	10	31	5	4	21	5	12
Versickerung	39	42	38	26	40	30	35
Verdunstung	51	27	58	70	39	65	53

Nach den Untersuchungen Spechts¹⁾ war im Pegnitztale in den Jahren 1913 bis 1919 die jährliche Niederschlagshöhe 763 mm; diese verteilte sich nach vorstehender Tabelle.

Einige andere Verdunstungszahlen sind auch im Abschnitt „Versickerung“ mitgeteilt.

a) Verdunstung.

Ebenso ist die Verdunstung und der Abfluß von vielerlei Faktoren abhängig. Ein Sinken der Verdunstung und der Pflanzenabsorption bewirkt die Erhöhung der beiden anderen Anteile. Die Größe der Verdunstung ist abhängig von der Temperatur, von der Größe der verdunstenden Oberfläche, von der Bewegung der Luft, von deren Sättigungsdefizit²⁾ an Feuchtigkeit und von der Menge und dem Zustand des vorhandenen Wassers bzw. Schnees. Die Verdunstung ist gewöhnlich im Februar am kleinsten — 35 bis 40 Proz. des monatlichen Niederschlages —, im Juli und August am größten — 85 bis 90 Proz. —. Bei andauernder Trockenheit nimmt die Verdunstungshöhe allmählich ab, so daß die gesamte Verdunstung der Trockenzeit 20 bis 25 mm nicht übersteigt. Geringe Niederschläge dringen in und nach der trockenen Zeit nur wenig in den durchwärmten Boden ein, welcher die volle und rasche Verdunstung beschleunigt. Ist das Wasser in den Boden eingedrungen, so findet in ihm noch Verdunstung statt, die mit zunehmender Tiefe abnimmt; die Versuche von Wollny und Ebermayer ergaben, daß nackte, ebene Erdböden je nach ihrer Zusammensetzung 50 bis 70 Proz. des Niederschlages bis zu der Tiefe eindringen lassen, in welcher sie der Verdunstung entzogen sind. Je feuchter der Boden ist, desto mehr Wasser kann er verdunsten; dies hängt auch von seiner Farbe und von der Kapillarität der Deckschicht ab; die Streudecke wirkt vermindern. Nach Mayer verdunsten Kalk und Ton das Zweifache von Sand und Humus. Ein schwacher Sommerregen speist das Bodenwasser nicht, da er ganz verdunstet.

Die Verdunstung in den Stromgebieten ist sehr verschieden und schwankt z. B. in Deutschland zwischen 48,2 Proz. (Rhein) und 83,0 Proz. (Oder) und ist im Durchschnitt 66,6 Proz.

Schmidt³⁾ berechnete die jährliche durchschnittliche Verdunstungshöhe des Meeres mit höchstens 760 mm.

Die Verdunstungsversuche Esers⁴⁾ ergaben, daß, wenn der Wassergehalt geringer als 50 Proz. seiner Sättigungskapazität ist, kein kapillares

¹⁾ Das Pegnitzgebiet in bezug auf seinen Wasserhaushalt, 1. Teil, München 1912. — ²⁾ Das Sättigungsdefizit ist jene Wasserdampfmenge, welche bei einer bestimmten Temperatur eine feuchte Luft bis zur vollen Sättigung aufnehmen kann; beides in Gewicht ausgedrückt. Eine Luft ist mit Feuchtigkeit gesättigt, wenn sie bei gleichbleibender Temperatur und gleichem Druck keinen Wasserdampf mehr aufzunehmen vermag. In Norddeutschland ist das Sättigungsdefizit im Mai bis einschließlich August am größten, = 6 mm (Mayer, Meteorol. Zeitschr. 1887). — ³⁾ Annal. hydrogr. maritim. Meteorologie 1915, 1916. — ⁴⁾ Wollny, Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik, 1884, S. 1.

Ansteigen erfolgt. Seine Versuche über den Einfluß des Grundwasserstandes bzw. der Mächtigkeit der Erdschicht, in welcher Verdunstung stattfindet, ergaben, daß diese um so größer ist, je seichter das Grundwasser liegt, und daß die Unterschiede um so größer sind, je durchlässiger der Boden ist. Liegt das Grundwasser sehr tief, so daß die Verdunstung nur im Kapillarwasser erfolgt, so wird diese mit der Tiefe zunehmen. Eser wies ferner nach, daß, wenn der Boden 2 cm tief austrocknet, im Mai und Juni die Verdunstung beim Quarzsand auf 34 Proz., beim Kalksand auf 66 Proz. und bei einer Austrocknung in 8 cm Tiefe beim Quarzsand auf 12 Proz. und beim Kalksand auf 16 Proz. der Verdunstungsmenge, welche ohne Austrocknung nachgewiesen wurde, fällt. Eser hat auch gefunden, daß Sand usw. von 0,1 mm Korngröße die größte Verdunstung gibt, welche mit Zu- oder Abnahme dieser Korngröße kleiner wird.

Die Beschaffenheit der Oberfläche beeinflusst ebenfalls die Verdunstung; diese steigt mit der Vergrößerung derselben infolge der Rauheit oder des wellenförmigen Baues und mit der dunkleren Farbe des Bodens; ist jedoch dem Boden eine gewisse Wassermenge schon entzogen, so verdunstet der lichte Boden mehr, weil er durch das frühere spärlichere Verdunsten gegenüber dem dunkeln Boden wasserreicher ist. Eser fand auch, daß die Bedeckung des Bodens mit Sand die Verdunstung bedeutend herabsetzt, ja schon bei 1 cm Stärke auf 33 Proz. fällt, daß jedoch der Pflanzenwuchs (Gras, Buchweizen usw.) sie ganz bedeutend erhöht, so gegenüber der Brache (unbedeckter Boden) = 100 Proz. auf 243 Proz. steigt. Mit Rücksicht auf die vielen und verschiedenen Faktoren, welche die Verdunstung beeinflussen, ist es eigentlich zwecklos, für sie eine Durchschnittszahl festsetzen zu wollen; es sei trotzdem bemerkt, daß man für Mitteleuropa die jährliche Verdunstung auf 50 bis 70 Proz. des Niederschlages schätzt. Auf der südbayerischen Hochebene¹⁾ ist die jährliche Verdunstung pro 1 ha 400 mm = 4000 m³, unbeeinflusst von der Größe der Niederschläge.

Die Verdunstung wird durch die Wärme befördert; deshalb ist auch die Schattenseite bodenfeuchter als die Sonnenseite, während die Ost- und Westseite das Mittel hält. Der Unterschied in der Temperatur zwischen dem Süd- und Nordgehänge nimmt bis zu einem bestimmten Grade mit dem Böschungswinkel zu, da dann die Sonnenseite auf der Flächeneinheit mehr Sonnenstrahlen auffängt.

Die Verdunstungsverhältnisse werden im höchsten Maße durch die Vegetation beeinflusst, und zwar aus mehreren Gründen: 1. Wird die verdunstende Oberfläche und damit die Verdunstung ganz bedeutend vergrößert; man denke z. B. an die Blätterkrone eines Baumes und vergleiche sie mit der Bodenfläche unter ihr. 2. Saugt die Vegetation

¹⁾ W. Koehne, Grundwasserverhältnisse in der südbayerischen Hochfläche, S. 7 u. 229. München 1916.

durch die Wurzeln Wasser aus dem Boden auf, das ebenfalls, wenigstens teilweise, verdunstet; man heißt dies die vegetative Verdunstung. 3. Anderseits ist im Walde die Verdunstung aus dem Boden geringer, weil hier die Insolation, die direkte Sonnenbescheinung, nur im geringen Maße wirken kann und im Wald im Sommer die Temperatur niedriger als im Freilande ist. 4. Im Winter ist in unserem Klima bei den Laubbäumen die Verdunstung fast Null. Der Einfluß der Pflanzenwelt¹⁾ auf den Wasserhaushalt besteht in erster Linie in der Verdunstung des aus dem Boden aufgenommenen Wassers.

Zahlen, welche sich auf verlässliche Beobachtungen im großen beziehen, liegen wenige vor. Man hat an verschiedenen Orten Beobachtungen über die Größe des Wasserbedarfs bei der Verdunstung und der Absorption der Pflanzen gemacht, wovon einige Zahlenwerte mitgeteilt seien.

Der tägliche Konsum der Pflanzen an Wasser ist, einschließlich der Verdunstung, in Millimeter Regenhöhe ausgedrückt, nach Risler folgender: Wiesen und Kleefelder 3,1 bis 7,3 mm, Hafer 3 bis 5 mm, Mais 3 bis 4 mm, Getreide (Halmfrucht) 2,26 bis 2,8 mm, Reben 0,9 bis 1,3 mm, Tannenwald 0,5 bis 1,0 mm und Eichenwald 0,5 bis 0,8 mm. Ergänzend seien die auf Bayern bezüglichen Angaben von K. E. Ney²⁾ eingeschaltet; es verdunstet durchschnittlich täglich 1 ha Wiese 52 100 Liter, Roggenfeld 22 600 Liter, Tannenwald 8000 Liter. Bei 800 mm jährlicher Niederschlagshöhe verdunsteten auf ebenem Boden in mittlerer Lage:

Wald	mit	ohne
	Bodendecke	
Buche	492	514
Kiefer	392	432
Fichte	602	653

Dieser relativ große Wasserbedarf, den man häufig, wenn auch nicht ganz zutreffend, allein der Verdunstung zurechnet, wird oft nicht ausgiebig genug von dem Regen gedeckt; den Abgang liefert der Tau und die Bodenfeuchtigkeit, weshalb die Vegetation in dieser Hinsicht der Infiltration entgegenwirkt. Auch nach den Beobachtungen Ebermayers verdunsteten Wiesen, Klee und andere Ackergewächse mehr Wasser als die Waldpflanzen. Ein 115 jähriger Buchenwald verdunstet während seiner Vegetationszeit pro Hektar eine Gesamtwassermenge, welche 400 mm Regenhöhe entspricht. Die Verdunstung im Freiland ist im Sommer durchschnittlich dreimal größer als im Wald.

Man hat auch Verdunstungsmesser (Admometer) für freie Wasserflächen; doch sind die Fehlerquellen dadurch, daß die Apparate nicht den Bodenverhältnissen entsprechen, derart, daß sie für unseren

¹⁾ W. Koehne, Grundwasserverhältnisse in der südbayerischen Hochfläche, S. 3. München 1916. — ²⁾ Meteorol. Zeitschr. Berlin 2, 445, 1855.

Bedarf nur indirekt brauchbare Ergebnisse liefern. Am meisten ist der Verdunstungsmesser von Wild angewendet; eine Quadratdezimeter große Schale ruht auf einer Zeigerwage, welche auf Null zeigt, wenn die Schale normal mit Wasser gefüllt ist. Die verdunstete Wassermenge kann man jederzeit am Zeiger ablesen, doch bezieht sich diese auf eine geschlossene Wasserfläche und nicht auf die Erde, weshalb die gefundenen Werte nicht unmittelbar zu verwenden sind.

Für Fluß- und Stromgebiete wird die Verdunstung errechnet; der Niederschlag teilt sich in Verdunstung und ganzen Abfluß, der aus jenem auf der Erdoberfläche und der Versickerung besteht, welche doch wieder in Gestalt von Quellen zutage tritt und mit dem obertägigen vereint den ganzen Abfluß, das ist die Wassermenge des Flusses und Stromes, bildet, die ebenso wie der Niederschlag aus mehrjährigen Messungen bekannt ist. Die Verdunstung ist somit Niederschlag weniger ganzen Abfluß. Dies trifft für einen möglichst langen Zeitraum, mehr als einem Jahr, und für ein wohlumschriebenes Flußgebiet zu, doch nicht für einen kurzen, z. B. für ein Monat. Denn durch eine starke Versickerung wird sich Bodenwasser aufspeichern, das in der trockenen Zeit sich entleert, welche Schwankungen sich in einem langen Zeitraum ausgleichen. Hat man mittels eines Admometers die monatlichen Verdunstungsmengen, damit auch die jährliche bestimmt, so berechnet man das Verhältnis dieser zu der errechneten jährlichen Verdunstung und teilt dann letztere in dem Maße, als die gemessenen monatlichen Mengen zu der jährlichen stehen, auf die einzelnen Monate auf. Da für diese die Niederschlagsmengen bekannt sind, so gibt die Differenz dieser gegenüber den berechneten monatlichen Verdunstungen entweder ein Plus (Aufspeicherung des Bodenwassers = Rücklage) oder ein Minus (Aufbrauch). Wenn auch diese Methode nicht einwandfrei ist, so gibt sie doch im großen ein richtiges Bild von der Wasserwirtschaft.

Prof. Dr. Karl Fischer¹⁾ gibt nachfolgende lehrreiche Zusammenstellung (s. Tabelle a. f. S.).

Zur Berechnung der Verdunstungsgröße v stellte Ule²⁾ die Formel auf

$$v = A(T - t)w,$$

worin $T - t$ die psychrometrische Differenz, w die Windgeschwindigkeit in m/sec und A ein Erfahrungsbeiwert ist, den er für Chemnitz mit 0,128 für das Jahr fand.

b) Abfluß.

Wie bereits erwähnt, setzt sich der ganze Abfluß durch einen Fluß zusammen aus 1. dem unmittelbaren Abfluß, d. i. jener, welcher beim Regen oder der Schneeschmelze auf der Erdoberfläche dem nächsten Bach und Fluß zufließt, und 2. dem Quellenabfluß, der gewöhnlich das

¹⁾ Naturwiss. Wochenschrift, N. F., 17, Nr. 19, 265, 1918. — ²⁾ Meteorol. Zeitschr. 1891, S. 91.

	November	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	Winter	Sommer	Jahr
A. Elbe bis Tetschen.															
Niederschlag	44	45	33	31	44	47	63	87	90	84	70	54	244	448	692
Abfluß	12	16	14	17	33	25	17	13	10	11	12	12	117	75	192
Verdunstung	16	12	13	15	28	46	69	79	80	71	45	26	130	370	500
Rücklage (+) oder Aufbrauch (-)	+ 16	+ 17	+ 6	- 1	- 17	- 24	- 23	- 5	0	+ 2	+ 13	+ 16	+ 39 - 42	+ 31 - 28	+ 70 - 70
B. Havel bis Rathenow.															
Niederschlag	43	38	37	36	35	40	54	54	86	67	52	35	229	348	577
Abfluß	7	10	12	13	16	15	13	8	7	7	7	8	73	50	123
Verdunstung	12	10	15	16	31	48	68	75	63	56	37	23	132	322	454
Rücklage (+) oder Aufbrauch (-)	+ 24	+ 18	+ 10	+ 7	- 12	- 23	- 27	- 29	+ 16	+ 4	+ 8	+ 4	+ 59 - 35	+ 32 - 56	+ 91 - 91
C. Oder bis Hohensaaten.															
Niederschlag	38	35	36	33	42	44	66	64	83	62	48	49	228	372	600
Abfluß	9	11	11	15	21	19	17	10	10	9	7	8	86	61	147
Verdunstung	13	12	13	15	30	45	66	74	64	60	38	23	128	325	453
Rücklage (+) oder Aufbrauch (-)	+ 16	+ 12	+ 12	+ 3	- 9	- 20	- 17	- 20	+ 9	- 7	+ 3	+ 18	+ 43 - 29	+ 30 - 44	+ 73 - 73
D. Theiß bis Szegedin.															
Niederschlag	53	42	40	38	41	50	70	95	95	75	55	56	264	446	710
Abfluß	11	12	12	12	22	32	26	22	18	12	8	9	101	95	196
Verdunstung	18	14	12	16	31	45	60	70	80	77	56	35	136	378	514
Rücklage (+) oder Aufbrauch (-)	+ 24	+ 16	+ 16	+ 10	- 12	- 27	- 16	+ 3	- 3	- 14	- 9	+ 12	+ 66 - 39	+ 15 - 42	+ 81 - 81

Abfluß.

Oberende eines Baches oder Bächleins ist. In einer anhaltenden trockenen Zeit wird ein Fluß während seines Niedrigwassers nur von den Quellen gespeist. Im Pegnitzgebiet im bayerischen Jura fand Specht¹⁾ dieses Niedrigstwasser für 1 km² Bodenfläche mit 10 l/sec im weißen Jura (Kalk), in diesem mit Vorland 7,45 und im Juravorland (brauner und schwarzer Jura, sowie oberer Keuper) mit 2,6 und im Keuper mit 2,7 l/sec. Ist der Boden gut wasserlässig und fast horizontal, so versickern die Niederschläge, und da kein Abfluß stattfindet, ist auch die Erosionstätigkeit und die Talbildung ausgeschaltet. Je steiler und dichter der Boden ist, desto größer ist der unmittelbare Abfluß (s. S. 29).

Im bergigen und hügeligen Gelände ist bei kleinen Flüssen die Menge des Hochwassers 100- bis 200 mal, im Flachland 30- bis 100 mal so groß als die des Niederwassers.

Die voranstehende Tabelle Fischers gibt einen guten Einblick in die Abflußverhältnisse einiger mitteleuropäischer Ströme.

Max Singer gibt für relativ kleine Niederschlagsgebiete Österreichs folgende Tabelle über Abflußmengen:

Geländeart	Flachland (Seehöhe bis 150 m)	Mittelgebirge (Seehöhe bis 900 m)	Ostalpen (Seehöhe über 500 m)
Jahresregenhöhe. mm	500—600	700—1700	1000—2500
Abfluß	20—30 (25)	30—50 (40)	70—84 (77)
Durchschnitt } . Proz. {			
Abflußhöhen. . . mm	125—150	280—680	770—1925

Es verhalten sich demnach die Abflußhöhen im Mittelgebirge zu jenen im Hochgebirge nahezu wie 1:3.

c) Versickerung (Infiltration).

Es wurden bereits die Elemente erörtert, welche die Versickerung beeinflussen, woraus zu entnehmen ist, daß dieselbe örtlich sehr verschieden sein muß. Es sei erinnert, daß dieselbe von der Größe und Art der Niederschläge, von den petrographischen, orographischen und geotektonischen Verhältnissen des Bodens und seiner Bedeckung abhängt.

Man hat auch eigene Versickerungsmesser (Lysimeter) gebaut, welche jedoch, da sie der Natur nicht genügend entsprechen, keine für unsere Zwecke geeignete absolute Werte geben, sondern nur für Vergleiche geeignet sind.

Das Lysimeter von Ebermayer²⁾ würde den Verhältnissen in der Natur am ehesten entsprechen, wenn es aus gewachsenem Boden entsprechend tief hergestellt werden würde. Es wurde eine quadratische

¹⁾ Das Pegnitzgebiet in bezug auf seinen Wasserhaushalt, 1. Teil. München 1912. — ²⁾ Einfluß des Waldes und der Bestandesdichte auf die Bodenfeuchtigkeit und Sickerwassermengen.

Grube von 2 m Seitenlänge und 1,2 m Tiefe mit einem muldenförmigen Boden und einer Abflußröhre in Zement wasserdicht gefaßt und mit Erde gefüllt. Unter dem Boden ist behufs Zugang zu den Meßgefäßen, welche das Sickerwasser auffangen, ein Stollen hergestellt. Ebermayer fand folgende Werte:

Bodenart	Sickerwasser in Prozenten der Regenhöhe					Regenhöhe mm
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr	
Torf	64,0	11,0	49,0	99,0	53,0	865
Humusreiche Gartenerde	6,9	4,6	2,8	7,1	5,2	958
„ „	6,7	2,1	0,6	4,7	3,1	958

Auch aus der Menge der Niederschläge und des Wassers aus den Drainagen wollte man die Versickerungsmenge bestimmen; da jedoch die Drains zu seicht, manchmal auch zu entfernt voneinander liegen, so liefern auch diese Bestimmungen für unsere Zwecke nicht immer absolute, sondern nur relative Werte, welche meist etwas zu hoch sind. Aus diesen Vergleichszahlen, die Charnock und v. Möllendorff fanden, geht hervor, daß sowohl im dolomitischen als auch im Tonboden der Höchstwert der Versickerung im Winter, der Mindestwert im Sommer, bei Lehm im Herbst ist. Die Versuche mit Lysimetern ergaben übereinstimmend, daß im nackten, unbedeckten Boden die Sickermengen stets größer sind als im Grasboden, und zwar ist es gleichgültig, ob ersterer Sand, Lehm oder Torf ist; dabei zeigte sich, daß Sand die größte, Lehm die geringste Durchlässigkeit besitzt, was nach dem früher Mitgeteilten nicht überrascht.

Untersuchungen im großen ergaben überdies, daß Wälder das Sickerwasser mehr herabmindern als Wiesen und andere mit Rasen bedeckte Flächen, und bestätigen, daß der kahle oder mit Moos bedeckte Boden für die Versickerung am günstigsten ist.

Nach Ebermayers Untersuchungen im großen in den Jahren 1886 und 1887 mit 958 bzw. 634 mm Regenhöhe kamen folgende Wassermengen in Prozenten des Niederschlages zur Versickerung:

	1886 Proz.	1887 Proz.
Durch den mit Moos bedeckten Boden	7,0	6,2
Durch vegetationslosen Boden	5,1	3,5
Im Buchenwaldboden	4,1	2,9
Im Fichtenwaldboden	3,0	1,5

Es ist also die Sickerwassermenge im regenärmeren Jahre prozentual überall kleiner, was sich daraus erklärt, daß in beiden Jahren die Verdunstungs- und Absorptionsmenge gleich groß gewesen sein dürfte, weshalb 1887 weniger Wasser in den Boden drang. Über-

dies übt eine größere gut verteilte Wassermenge einen größeren Druck nach abwärts aus, wodurch die Infiltration befördert wird.

Auch mit Hilfe des Niedrigstwassers eines Flusses läßt sich, wie früher erwähnt, die Sickerwassermenge bestimmen.

Es darf jedoch nicht übersehen werden, daß das in den Boden eingesickerte Wasser hier auch wieder, wenn auch im geringen Maße, verdunstet und der unterirdischen Wasserwirtschaft, deren Gesamtbilanz also sehr kompliziert ist, dadurch wieder teilweise entzogen wird. Die Temperatur beeinflusst die Versickerung dadurch, daß das Sickerwasser teilweise verdampft, die Grundluft ausgedehnt wird, emporsteigt und austritt und dadurch dem Versickern entgegenwirkt; andererseits hat warmes Wasser einen geringeren Bewegungswiderstand.

Eine andere Zusammenstellung der Versickerungsmengen findet sich im Taschenbuch „Die Hütte“ (20. Aufl., 3, 206) für beraste wagerechte Oberfläche:

Gebiet u. Beobachter	Beobachtungsjahre	Boden	Im Mittel	Kleinste Menge
			Prozent der Niederschläge	
England (Dickinson und Evans)	1854—1884	Sand- u. kieshaltige Ackererde . . .	23,5	9,6
		Kreidemergel . . .	38,3	25,9
Görlitz (v. Möllendorff und Woegel)	1853—1856	Tonboden	28,1	14,5
		Lehmboden	41,0	37,1
		Lehmiger Sand . . .	40,3	28,2
Tharand	1853—1856	Tonboden	38,8	28,0
		Tonboden	43,9	35,6
		Lehmboden	60,9	45,4
Moholtz i. Oberlausitz (Frh. v. Kleist)	1854—1855	Tonboden	41,5	38,8
		Lehmboden	52,7	50,2

Das Wasser im Tonboden wird nicht, jenes im Lehmboden wird das Bodenwasser nur wenig speisen, es ist vorwiegend der Verdunstung ausgesetzt, sind aber Trockenrisse vorhanden, so kann viel versickern.

Ule¹⁾ fand für das Gebiet der Saale 15 Proz. der Niederschläge Versickerung, 15 Proz. Abfluß und 70 Proz. Verdunstung.

Nach Piefke²⁾ kommen in Berlin von der jährlichen Regenhöhe = 571 mm 20 Proz. ins Grundwasser, 7 Proz. geben den obertägigen Abfluß und 73 Proz. verdunsten.

K. G. Wunderlich³⁾ fand für das flache Hügelland bei Kladno (Mittelböhmen) bei 480 mm durchschnittlicher Niederschlagshöhe 13 Proz. Quellenergiebigkeit.

¹⁾ Hydrographie der Saale 1897. — ²⁾ Journ. f. Gasbel. u. Wasserversorg. 1900, S. 328. — ³⁾ Montan. Rundschau 5, 722, 1913.

E. Geinitz¹⁾ berechnete die jährlichen Niederschläge in Mecklenburg zu 7,61 km³; hiervon gehen 4,85 km³ (63,7 Proz.) wieder in die Luft zurück, etwa 2,5 km³ (32,8 Proz.) speisen das Bodenwasser, während der direkte Abfluß mit Rücksicht auf die orographischen Verhältnisse jedenfalls recht klein ist.

Im bayerischen Weißjura liefert bei durchschnittlich 700 mm jährlicher Regenhöhe 1 km² Bodenfläche 10 l/sec Quellwasser²⁾.

Bei der Vaclusequelle (Frankreich) wurde auf der aus Neokomkalk bestehenden 165 000 ha großen Hochfläche während der Jahre 1874 bis 1876 mittels mehrerer Regenmesser die durchschnittliche jährliche Regenhöhe mit 550 mm gemessen; die durchschnittliche Ergiebigkeit der Quelle war 17 m³/sec, also 59,0 Proz. des Niederschlages. Dieses Verhältnis dürfte auch für ähnliche Karstgebiete annähernd gelten. Im Kohlenkalk³⁾ von Belgien beträgt die Versickerung nur 33 Proz. Ein anderes scharf umgrenztes Fanggebiet⁴⁾ ist der hohe Schneeberg bei Bodenbach in der böhmisch-sächsischen Schweiz, das aus Quader- (Kreide-) Sandstein, von Mergel und Pläner (Mergelkalk) unterlagert, besteht und fast horizontal (3° Schichtenfallen) liegt. Aus dieser 450 ha großen Platte treten 45 Quellen aus, deren Ergiebigkeit nach mehrfachen Messungen 31 398 l/sec, die Regenhöhe mit 889,5 mm gefunden wurde; das Quellwasser ist somit 24,73 Proz. der Niederschlagsmenge. Das Gebiet ist vorwiegend mit Nadel-, untergeordnet mit Buchenwald bedeckt.

F. M. Stapff⁵⁾ fand für den Quadersandstein des Bolgengebietes im Nordosten Böhmens die Versickerungsmenge mit 32,07 Proz.

Lautenburgs Tabelle.

Art des Landes	Untergrund						
	Undurchlässig		Mitteldurchlässig		Sehr durchlässig		
	mittelsteil $\Delta \alpha = 11-35^\circ$	flach $\Delta \alpha = 3,5-11^\circ$	mittelsteil	flach	mittelsteil	flach	
Geschlossene Wäldungen, trockener Geröllboden, steiniges und sandiges, wüstes Gebiet	α_1	0,45	0,55	0,55	0,65	0,65	0,75
	α_0	0,5		0,6		0,7	
Aufgebroch. Kulturland und leichtes Gehölz . .	α_1	0,35	0,45	0,45	0,55	0,55	0,65
	α_0	0,5		0,5		0,5	
Wiesen und Weideland .	α_1	0,25	0,35	0,35	0,45	0,45	0,55
	α_0	0,6		0,6		0,6	
Kahles Felsengebiet . .	α_1	0,20	0,30	0,30	0,40	0,40	0,50
	α_0	0,3		0,3		0,3	

¹⁾ Internat. Zeitschr. f. Wasserversorg. 2, 1915. — ²⁾ L. Reuter, ebenda 3, 102, 1916. — ³⁾ Th. Verstraeten in Proc. verbaux Soc. Belge de géologie 1894, p. 141. — ⁴⁾ O. Beyer, Über Quellen in der sächs.-böhm. Schweiz in Mittlg. Ver. f. Erdkunde, Dresden, Heft 7, 1913. Höfer berechnete den Versickerungsquotient mit 31,02 Proz. — ⁵⁾ Zeitschr. f. prakt. Geologie 1895, S. 329.

Sind für eine Quelle das Fanggebiet F in Quadratkilometern und die jährliche Niederschlagsmenge h in Metern bekannt, so ist die eingesickerte Regenmenge Q pro Sekunde ein Bruchteil von $F \cdot h$, also $Q = \gamma \cdot F \cdot h$. γ wird Versickerungs- oder Infiltrationskoeffizient genannt (= Versickerungshöhe, Regen). Nach Lauterburg¹⁾ ist im mitteleuropäischen Flachland (3,5 bis 11° Neigung) und in mittelsteilen Geländen die größte Wassermenge pro Sekunde (ausschließlich von den Niederschlägen gespeist), also wie früher, doch nicht in Prozenten, $Q = 0,007$ bis $0,01 F \cdot h \text{ cm}^3/\text{sec}$, also $\gamma = 0,007$ bis $0,01$, die kleinste Wassermenge, welche nur nach mehreren Dezennien auftritt, $Q_1 = \alpha_1 Q$ und das Immerwasser $Q_0 = \alpha_1 \alpha_0 Q$. Die Werte der Koeffizienten α_1 und α_0 sind aus der Tabelle (a. v. S.) zu entnehmen.

Beckers²⁾ Untersuchungen geben für die Quellen des Odenwaldes $\gamma = 0,00168$ und für jene des Schwarzwaldes $\gamma = 0,00136$.

Bei horizontaler Oberfläche beträgt die Menge der Versickerung gegenüber jener der Regenhöhe in Prozenten:

	Im Mittel Proz.	Kleinste Menge Proz.
In sand- und kieshaltiger Ackererde . . .	23,5	9,6
„ Kreidemergel	38,3	25,9
„ Tonboden	37,9	29,2
	(28,1—43,9)	(14,5—38,8)
„ Lehm Boden	51,2	33,0
	(41,0—60,0)	(37,1—50,2)
„ lehmigem Sandboden	40,5	26,6
„ Sand	83,2	—

Ist Q_1 das kleinste Normalwasser, d. h. jenes Bach- und Flußwasser, welches ausschließlich von den Quellen und dem Grundwasser gespeist wird, pro 1 km^2 , so ist nach Iszkowskis Angaben³⁾:

Flußgebiet	Mittlere Regenhöhe mm	Fläche km ²	Q_1 in 1 Sek.	γ
Loire bis oberhalb Tours	750	42 600	6,34	0,008 45
Rhone oberhalb der Saônemündung . .	1100	21 000	8,24	0,007 49
Rhein vor der Mündung in den Bodensee	1142	6 620	7,57	0,006 63
Elbe bis Altenzaun	600	157 400	3,81	0,006 35
Oder bis zur Warthemündung	550	99 273	3,30	0,006 00
Seine bis Nantes	683	61 900	4,06	0,005 94
Donau bis Wien	830	97 920	4,57	0,005 50
Weichsel bis zur Mündung	630	181 708	3,42	0,005 43
Weser bis Bremen	710	40 000	3,81	0,005 37
Garonne bis Toulouse	1200	10 500	6,34	0,005 28
Memel bis Tilsit	620	100 000	3,17	0,005 11
Im Durchschnitt	—	—	—	0,006 14

¹⁾ Allg. Bauztg. 52, 18, 1887. — ²⁾ Journ. f. Gasbel. u. Wasserversorg. 52, 23, 1889. — ³⁾ Wochenbl. Österr. Ing.- u. Arch.-Ver. 1886, S. 69.

Lautenburgs Tabelle.

Beschreibung des Quellgebietes	Allgemeine Durchlässigkeit des Untergrundes und durchschnittliche Neigung des Terrains								
	Sehr undurchlässig			Mitteldurchlässig			Sehr durchlässig		
	sehr steil	mittelsteil	flach	sehr steil	mittelsteil	flach	sehr steil	mittelsteil	flach
I. Alpenregion.									
1. Gletscher- und Firngebiet, ziemlich flache Schutthalden; lockerer Schutt- und Geröllboden und dicht bewaldetes Gebiet, überhaupt stark wasserschluckendes Gelände.	1,1—2	1,3—2,7	—	1,9—3,2	2,3—3,9	—	3,4—6,4	3,5—5,47	—
2. Aufgebrochenes Kulturland und leichtes Gehölz	1,50	2,08	—	2,08	2,68	—	2,68	3,27	—
3. Weideland.	1,07	1,79	—	1,8	2,50	—	2,50	3,21	—
4. Kahles Felsgebiet	0,36	0,72	—	0,72	1,07	—	1,07	1,43	—
II. Hügelland und Niederung.									
1. Geschlossene Waldung; lockerer Schutt- und Geröllboden; steinige oder sandige Ödung. . .	—	1,1—2,26	1,3—2,55	—	1,9—3,23	2,3—3,8	—	2,8—4,5	3,3—5,2
2. Aufgebrochenes Kulturland und leichtes Gehölz	—	1,70	2,20	—	2,20	2,70	—	2,70	3,18
3. Wiesen und Weideland.	—	1,47	2,06	—	2,06	2,65	—	2,65	3,13
4. Kahles Felsgebiet (kommt in Niederungen selten vor).	—	0,60	0,90	—	0,90	1,20	—	1,20	1,47

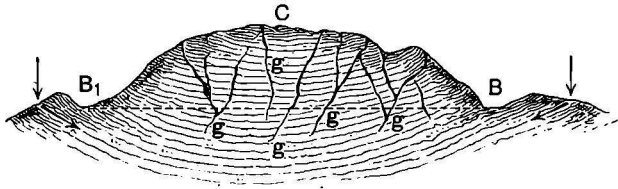
Veränderung.

Wenn man γ , das sich auf Q in Sekunden bezieht, in Prozente der jährlichen Regenhöhe umrechnet, so würden in Mittel- und zum Teil Westeuropa im großen Durchschnitt 19,358 Proz., im Höchsthalle 26,639 Proz. und im Mindestwert 16,109 Proz. der gefallenen Niederschläge versickern. Daraus ergibt sich, daß die früher erwähnte alte praktische Drittelregel vollends unzutreffend ist, und daß im großen Durchschnitt kaum ein Fünftel der Regenhöhe einsickert, d. h. das Bodenwasser bzw. die Quellen speist.

Lauterburg gibt für 1 km² als kleinste Quellenergiebigkeiten in Sekundenlitern folgende Übersicht (s. Tabelle, S. 55).

Mit Hilfe der beiden voranstehenden Tabellen kann man beiläufig die jährliche Ergiebigkeit des Bodenwassers berechnen, sobald die Größe des Fanggebietes F bekannt ist; diese wäre beispielsweise 200 km², vorwiegend Hügelland (II), sein Boden mitteldurchlässig und mittelsteil, zur Hälfte aufgebrochenes Kulturland und Gehölz (I) und

Fig. 7.



zur anderen Hälfte Wiesen und Weideland (3). Die kleinste Quellenergiebigkeit in Sekundenlitern ist dann nach Tabelle II:

$$\begin{aligned} 100 \cdot 2,20 &= 220 \text{ (2) und} \\ 100 \cdot 2,06 &= 206 \text{ (3)} \\ \hline \text{Zusammen} &= 426 \text{ l/sec.} \end{aligned}$$

Die durchschnittliche Ergiebigkeit würde sich z. B. für das hügelige Sudetenland folgenderweise ergeben. Es wäre die Regenhöhe, z. B. dem mittleren Wert (Tabelle I) entsprechend, 750 mm; setzt man den durchschnittlichen Infiltrationskoeffizienten $\gamma = 0,00614$ voraus, so ist $Q = 0,00614 \cdot 200 \cdot 750 = 1473,6$ l/sec., somit etwas mehr als dreimal so groß, wie die vorher berechnete kleinste Ergiebigkeit. Beide Ergiebigkeiten, besonders die letztere, müssen bei der Wasserversorgung von Städten in Betracht gezogen werden.

Das Fang-, Einzugs- oder Infiltrationsgebiet berechnet der Hydrotekt gewöhnlich aus den orographischen Verhältnissen auf Grund einer Karte. Es werden alle Käme, Pässe, Rücken mittels einer Linie umschrieben, soweit von den umrandenden Erhebungen das Wasser oberflächlich demjenigen Gebiet zufließt, dessen Bodenwasserergiebigkeit bestimmt werden soll. Die Größe der umschriebenen Fläche wird entweder geometrisch oder planimetrisch bestimmt.

Diese Methode gibt jedoch nicht immer brauchbare Werte, da das geologische Fanggebiet oft ein anderes als das orographische ist. In der vorstehenden Ansicht (Fig. 7) würde das Fanggebiet B_1CB die Niederschläge durch die Gerinne (Bäche, Flüsse) der Ebene B_1B zuführen; die beiden Bäche B_1 und B jedoch gelangen nicht in diese Ebene, sondern sind einem anderen Gebiete tributär, weshalb das orographische Fanggebiet innerhalb von B_1B liegt. Fallen jedoch die Schichten der wasserlässigen Gesteine gegen die Mitte, wie dies im Bilde angedeutet ist, so speisen sie ebenfalls das Bodenwasser unter der vorliegenden Ebene B_1B . Das geologische Fanggebiet ist somit nach rechts größer, nach links aber kleiner als das orographische.

Andererseits kann in Fig. 8 oberflächlich der Regen nach links vom Kamme K abfließen, während bei entgegengesetzter Schichtenlage das Bodenwasser nach rechts abfließt, somit dem linksseitigen orographischen Fanggebiet nicht angehört. In diesem Falle ist das geologische Fanggebiet ein anderes als das orographische.

Es sind deshalb vom Fanggebiete richtige geognostische Karten und Profile ohne Überhöhung zu entwerfen, welche den petrographischen Charakter der einzelnen Gebirgsglieder und die Lage der Schichtung,

Fig. 8.

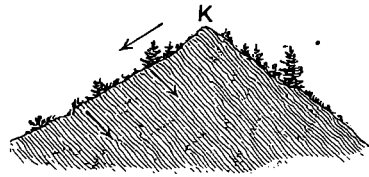
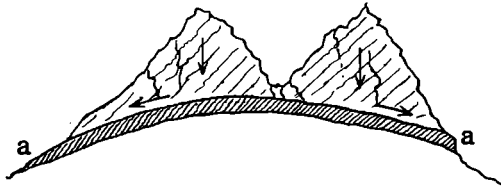


Fig. 9.

Ein Tal als geologische Wasserscheide. aa = wasserdichte Schächte.

die ganze Geotektonik festzustellen haben. Das geologische Alter der Schichtglieder ist für den Hydrogeologen meist nebensächlich.

Die Berechnung der Fanggebietsgröße kompliziert sich jedoch in diesem Falle, da die nach links abfließenden Obertagswasser beispielsweise in einer vorliegenden Schotterebene zum Teil versickern, also dennoch, wenigstens teilweise, dem Fanggebiet derselben angehören. Es kann demnach solchenfalls das orographische Fanggebiet, soweit es entgegengesetzte Schichtenstellung besitzt, nur mit einem Bruchteil der Regenhöhe in Rechnung gesetzt werden. Allgemeine Regeln können hierüber nicht aufgestellt werden, die örtlichen Verhältnisse müssen fallweise vom Geologen beurteilt werden. Denn der Schichtenbau kann überdies zwischen der Infiltrationsstelle und dem geplanten Punkte der

Wasserentnahme so viele Störungen (Falten, Verwerfungen, undurchlässige Rücken u. dgl.) besitzen, daß dadurch die Richtung des Laufes des Tiefenwassers vollständig beeinflußt wird.

Auch ein Tal kann die geologische Wasserscheide bilden, wie in Fig. 9 (a. v. S.).

Das orographische Fanggebiet zieht die Richtung der oberflächlich abfließenden Wasser in Betracht, ob dieselbe einem Becken günstig oder ungünstig ist. Hierbei muß jedoch stets unterschieden werden die Größe des gewöhnlich felsigen Steillandes von jener des meist schotterigen Flachlandes, da ja bei beiden die Durchlässigkeit, überhaupt die Infiltration ganz verschieden ist. Besteht das Fanggebiet z. B. aus 60 Proz. Steil- und 40 Proz. Flachland (im ersteren versickern 10 Proz., im letzteren jedoch 20 Proz. des Niederschlages, welcher für das ganze Gebiet mit N als gleich angenommen wird), so ist das Bodenwasser $b = N \cdot 0,6 \times 0,1 = 0,06 N$ für das Steilland, für das Flachland jedoch $f = N \cdot 0,4 \times 0,2 = 0,08 N$ und das gesamte Bodenwasser B des Fanggebietes $B = 0,06 N + 0,08 N = 0,14 N$. Hierbei wird noch zu ermitteln sein, ob und in welchem Maße die Bäche, überhaupt die obertägigen Wasserläufe beim Übertritt vom Steilland ins Flachland oder an anderer Stelle versickern; ist dieser Verlust V , so ist das Bodenwasser $B' = 0,14 N + V$, wobei die Verdunstung des Bodenwassers während des kurzen Laufes als nicht bedeutend vernachlässigt ist.

Die über das Fanggebiet durchgeführten Beobachtungen sind für den Geologen und Techniker von großer Wichtigkeit, da sie einen Einblick in die unterirdische Wasserwirtschaft gestatten; die darauf basierten Berechnungen der Menge des Bodenwassers haben jedoch nur den Wert der Wahrscheinlichkeit. Hingegen werden die Beobachtungen und die daraus richtig gezogenen Schlüsse für jene Versuche von Wert sein, welche dann einzuleiten sind, um von der Wahrscheinlichkeit in die Gewißheit zu gelangen.

Wasserscheiden innerhalb des Grundwassers können mittels der Hydroisohypsen (S. 81) bestimmt werden.

II. Die Speisung des Bodenwassers durch Kondensation.

Schon Aristoteles war der Meinung, daß die in das kalte Gestein eindringende Luft sich daselbst zu Wasser verdichte.

Der geistvolle Geologe Dr. O. Volger vertrat in der Hauptversammlung des Vereins deutscher Ingenieure¹⁾ in Frankfurt a. M. 1877 die These: „Kein Wasser des Erdbodens rührt her vom Regenwasser“, und stellte sich in grellsten Gegensatz zu der herrschenden Anschauung, welche der berühmte Pettenkofer in den

¹⁾ Dessen Zeitschr. 21, 480, 1877; früher in Volger, „Erde und Ewigkeit“ (Frankfurt a. M. 1857), S. 201, erschienen.

Satz zusammenfaßt: „Alles Wasser, welches in der Erde ist, rührt vom Regenwasser her.“ Die Hypothese Volgers rief eine ganze Literatur für und gegen sie hervor, und das Ergebnis ist, daß heute fast alle Geologen und Hydrotechniker Pettenkofer beipflichten und Volger nur von wenigen anerkannt wird. Da diese Hypothese jedoch immer wieder auftaucht und oft recht geschickt vertreten wird, so dürfte ihre eingehende Würdigung an dieser Stelle willkommen sein.

Volgers Vortrag bekämpft zuerst die herrschende Theorie, und zwar sagt er: 1. Die Wassermenge auch des stärksten Regens ist überhaupt ungenügend, um tiefer in den Boden einzudringen. 2. Das Verhalten des Erdreiches gestattet auch der reichlichsten Wasserfülle das Eindringen in der gewöhnlich vorgestellten Weise nicht. 3. Er stellt dann die These auf, daß das Grundwasser aus der Verdichtung des Wassergehaltes der Luft in dem kühlen Untergrunde entsteht.

Gegen den ersten Satz läßt sich einwenden, daß nicht der „stärkste Regen“, sondern ein schwächerer, lange dauernder, sogenannter Landregen nachweisbar allmählich tief in die Erde eindringt. Volger verweist darauf, daß nach einem starken Regen die obersten Schichten des Erdreiches, wie z. B. des Gartenbodens, wie ein Schwamm mit Wasser durchdrungen sind, während in geringer Tiefe von wenigen Dezimetern die Durchwässerung aufhört und darunter trockenes Erdreich folgt, was ja bei der Überdeckung mit Gartenerde leicht erklärlich ist, die „wie ein Schwamm“ den größten Teil der Niederschläge aufsaugt und dann verdunsten läßt. Die früher erwähnten Versuche Ebermayers haben ja gelehrt, daß der humusreiche Gartenboden am wenigsten Wasser versickern läßt. Andererseits wies Wisotzkij¹⁾ nach, daß selbst in 2 m Tiefe der Boden noch bedeutende Wassermengen führt. Er fand die Bodenfeuchtigkeit in Gewichtsprozenten des Bodens für nachgenannte Kulturarten und Tiefen:

Tiefe	Wald	Wiese	Stoppelfeld	Unbebautes Land
An der Oberfläche.	13,9	5,6	9,7	3,5
In 0,5 m	15,1	14,9	15,4	19,7
In 2,0 m	12,4	15,0	15,4	16,3

Also in wenigen Dezimetern ist nicht ein trockenes Erdreich, wie Volger glaubt, sondern selbst in 20 dm Tiefe ist bedeutende Feuchtigkeit, die gegenüber jener in 5 dm Tiefe nicht bedeutend differiert.

Nach wenigen Stunden ist infolge Verdunstung auch die Oberfläche nicht mehr schwammnaß. Immer spricht Volger nur vom stärksten Regen und mit Vorliebe vom Gartenboden. Die direkten Messungen über den Wassergehalt mit zunehmender Tiefe widerlegen diesen ersten Satz.

1) Gravelius, Petermanns geogr. Mitt. 1901, S. 67.

Die zweite These unterstützt Volger mit den Worten: „Könnten wir denn, wenn der Boden für das Wasser in der von der Quellenlehre vorgestellten Weise durchlässig wäre, einen Fluß vor Augen sehen, der von der Höhe des Gebirges bis zum Meere fließt? Müßte er nicht — sein Wasser in seinem Laufe verlieren, wenn es in den Boden sickerte?“ Gegen dieses Versickern schützt einerseits der tonige, wasserdichte Bodensatz der Flüsse und Seen, anderseits der Umstand, daß dort, wo dieser fehlt, das Wasser so lange versickerte und sich in der Tiefe ansammelte, bis das Flußbett erreicht wurde (s. S. 75); ein wasser gesättigtes Gestein ist ja die undurchlässigste Unterlage, welche auch in geringerer oder größerer Tiefe von einem wasserundurchlässigen Gestein (Ton usw.) ersetzt werden kann; daß sich unter einem solchen Schirm trockene Baue (Tunnel, Bergbaue) bewegen können, ist selbstverständlich und kein Einwand gegen die „Regentheorie“ und kein Beweis für Volger, wie er es will. Dort, wo die unterirdische Wasseransammlung einen tieferen Ablauf fand, also der Spiegel nicht bis zum Fluß heranreicht, sehen wir auch Flüsse teilweise oder ganz verschwinden. Wir verweisen hierbei auch auf das, was später bezüglich der Beziehungen der Flüsse zum Grundwasser gesagt werden wird (s. S. 75).

Daß Flüsse in der Tat versickern, wurde doch schon lange für die obere Donau bei Immendingen und deren Austritt in der Ach auf die sicherste Weise mittels Kochsalz, Fluorescin u. dgl. nachgewiesen, wovon später nochmals die Rede sein wird.

Die Behauptung Volgers, daß die Fäkalstoffe nicht zum Grundwasser gelangen, wird kein Hydrotechniker, der sich mit den Brunnenverhältnissen einer alten Stadt beschäftigte, teilen können.

Auch die Tatsache, daß wir Dämme aus Erdreich bei höher liegenden Flüssen zu deren Schutz verwenden, ist kein gültiger Einwand gegen die herrschende Theorie; denn hierfür ist nur ein tonhaltiges Erdreich geeignet, und der eingedämmte Fluß — der Rhein in Holland, den Volger nennt — fließt so langsam, daß er sein Bett mit Sinkstoffen (Silt) wasserdicht macht. B. Salbach¹⁾ nennt Fälle aus der Umgebung von Halle a. S. und aus dem Elbetal von wasserundurchlässigen Flüssen, obschon sie ihr Bett im Schotter haben.

Der Zusammenhang der Quellenergiebigkeit mit den Niederschlagsmengen wurde in so vielen Fällen nachgewiesen, daß schon hierdurch Volgers Behauptungen widerlegt sind.

Die Einwendungen Volgers gegen die Richtigkeit der herrschenden Anschauung, das Bodenwasser stamme vom Regen u. dgl., sind somit durchweg nicht stichhaltig.

Volgers neue Hypothese würdigte der hochverdiente Meteorologe J. Hann²⁾, dem wir im nachstehenden auszugsweise folgen: „Der Erd-

¹⁾ Transact. Amer. Soc. Civil Eng. 30, 293, 1893. — ²⁾ Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorol. 15, 482, 1880; Gaea 17, 83.

boden ist bekanntlich etwa $\frac{1}{2}$ Jahr wärmer, die andere Jahreshälfte aber kälter als die Luft, weshalb eine Kondensation des Wasserdampfes der Luft nur in dieser zweiten Periode stattfinden könnte, also nur durch beiläufig 180 Tage. In Wien ist die Niederschlagsmenge im Jahre 600 mm, wovon — angenommen — ein Drittel, das sind 200 mm nach der herrschenden Hypothese versickern; nach Volger müßten dann täglich etwas mehr als 1 mm Wasserhöhe von der Luft an den Boden abgegeben werden, und durchschnittlich zur günstigsten Jahreszeit, im Juli, 2 mm. Die Luft bei Wien enthält im Juli 11,4 g Wasserdampf in 1 m³. Zu dieser Zeit ist in etwa 10 m Tiefe die Erdtemperatur 10°; von da bis 30 m Tiefe bleibt die Temperatur fast konstant. Bis zu dieser Tiefe müßte der Wasserdampf der Luft bei 10° kondensieren; hierbei ist ihre Wasserdampfkapazität 9,4 g pro 1 m³, verliert also beim Eindringen 11,4 — 9,4 = 2 g Wasserdampf. Um eine Wasserhöhe von 2 mm, d. i. pro Quadratmeter Fläche 2 kg Wasser, zu liefern, müssen demnach 1000 m³ Luft in 24 Stunden durch jedes Quadratmeter Bodenquerschnitt passieren, d. h. eigentlich in 12 Stunden, da sie ja auch wieder an die Oberfläche zurückgelangen müssen. Es müßte der Wasserdampf, der sich zu 2 kg Wasser kondensiert, rund 1200 Wärmeinheiten an den Boden abgeben.

Diese Wärmemenge genügt, um 1 m³ Wasser um 1,2° und 1 m³ Erdboden um 2,4° zu erwärmen, da die spezifische Wärme des Bodens dem Volumen nach etwa halb so groß ist als die des Wassers. Diese Wärmezufuhr müßte in einem Monat die mittlere Bodentemperatur in der obersten 30 m starken Bodenschicht, in welcher ja allein die Kondensation stattfinden kann, um 2,4° erhöhen; für das ganze Sommerhalbjahr aber gäbe die Kondensation (200 mm = 200 kg kondensierter Wasserdampf) eine Erwärmung des Bodens um 7,2°, d. h. der Boden würde sehr bald so heiß werden, daß keine Kondensation mehr eintreten könnte. Schon nach etwa dem ersten Monat würde der Kondensationsprozeß sich selbst beschränken und kaum 60 kg Wasserdampf pro 1 m² Bodenfläche kondensieren. Es ist nicht einzu- sehen, wohin die frei werdende Wärmemenge anders wandern soll¹⁾. Diese Betrachtung macht Volgers Hypothese unhaltbar.

¹⁾ Sonntag und K. Jarz geben die Schwierigkeit der Beantwortung dieser Frage zu, verweisen jedoch darauf, daß die Erde mehr Wärme in den kalten Weltraum ausströmt, als sie empfängt, daß die Temperatur mancher Quellenwässer größer als die mittlere Luftwärme ist (NB. eine Folge der Erdwärme), daß durch das Aufsteigen der Säfte in die Bäume u. dgl. Arbeit (NB. durch Kapillarität) geleistet, d. h. Wärme verbraucht wird, daß durch die Verwitterung der Gesteine und die Lösung der dadurch entstandenen Zersetzungsprodukte Wärme gebunden wird (NB. hierbei kann auch Wärme frei werden), daß der größte Teil der Kondenswärme durch Leitung und Strahlung verloren geht (im Sommer?), daß bei der Ausdehnung der Grundluft Wärme gebunden (die jedoch beim Verdichten frei) wird, daß die Insoationswärme während des Tages und während der ganzen Nacht zurückstrahlt (im Sommer ist aber trotzdem die oberste Bodenschicht wärmer als im Herbst und Frühling). (Gaea 16, 712.)

Was soll das Ein- und Ausströmen von täglich 2000 cm³ im Juli pro 1 m² Bodenfläche bis zu mindestens 10 m Tiefe bewirken?

Dies ist um so unerklärlicher, da ja im Sommer der Boden kälter und die Grundluft schwerer als die äußere Luft ist, die also keine Tendenz zum Eindringen hat. Im Winterhalbjahr ist die Bodentemperatur höher als die der Luft, weshalb sich deren Wasserdampf im Boden nicht kondensieren kann. Es ist auch nicht einzusehen, wie die Luft, sobald die Poren des Bodens mit Kondenswasser erfüllt sind, noch weiter in demselben zirkulieren könnte¹⁾.

Hann urteilt weiter: „Da in unserem Klima in der günstigsten Zeit (Juli) der Wasserdampf im Boden nur auf etwa 10° abgekühlt werden könnte, so gibt 1 m³ Luft der untersten feuchten Schicht 2 g Kondenswasser; es wären also, wie früher schon gesagt, 1000 cm³ solcher Luft notwendig, damit sie einen Niederschlag von 2 mm = 2 kg, also im günstigsten Falle für den ganzen Juli mit 60 mm, pro 1 m³ liefern, d. h. es müßte jeden Tag die ganze Luftschicht von 1000 m Höhe in den Boden eindringen und dort ihren ganzen Wasserdampf abgeben. Die meteorologischen Konsequenzen (z. B. Austrocknung der Luft) dieses monströsen Vorganges können gar nicht verfolgt werden.“

„Die unterste Schicht der Juliluft hat in Wien 11,4 g Wasserdampf, in 550 m jedoch nur 9,4 g, von welchen bei der Abkühlung auf 10° nichts mehr kondensiert wird; so enthält die Atmosphäre über Wien überhaupt nicht so viel Wasserdampf, als die vorstehende Rechnung verlangt, sie könnte nur 0,5 mm täglichen und 15 mm monatlichen Niederschlag geben. In wärmeren Klimaten würde die Kondensation im Boden noch weniger Wasser liefern. Wenn man darauf hinweist, daß die Verdunstung im Jahre größer sei als der Niederschlag, so ist dies ein Irrtum, da die Verdunstungsmesser der Verdunstung in der Natur nicht entsprechen.“ So weit Hann.

J. Murray wies nach, daß die gemessenen Regenmengen mehr als genügend sind, um die Wasserführung der Flüsse zu erklären. Erstere verhalten sich zur letzteren bei der Rhone wie 1,6 : 1, beim Nil sogar wie 37 : 1 und für alle Ströme der Erde durchschnittlich wie 4,5 : 1. In Böhmen wird kaum ein Viertel aller Niederschläge durch die Elbe abgeführt, also 4 : 1.

Ich will hierzu nur noch bemerken, daß nach Volger das Kondenswasser in die Tiefe sickern kann; warum soll es nicht auch das Niederschlagswasser können? Und wenn es tatsächlich wahr wäre, daß jährlich mehr Wasser verdunstet, als auf die Erde niederfällt, so

¹⁾ Die fraglichen Ursachen der Bewegung der Grundluft suchen J. Sonntag und K. Jarz in dem verschiedenen Luftdruck, in der Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung des Luft- und Bodenwassers und daraus folgender Diffusion. Die mit Kondenswasser gefüllten Poren werden durch Abfließen des Grundwassers wieder frei (Gaea 16, 710).

muß man sich fragen, woher dieses Defizit bestritten wird und was die klimatischen Konsequenzen desselben wären.

Auch ein anderer bedeutender Forscher, Wollny¹⁾, hat Volgers Hypothesen als unhaltbar zurückgewiesen, ebenso Ebermayer und Smreker, und Soyka wies für viele Fälle in Deutschland und Österreich nach, daß die Schwankungen des Grundwasserspiegels mit jenen der Niederschläge innig zusammenhängen, wobei jedoch auch das Sättigungsdefizit der Luft von Einfluß sein kann.

Mohr²⁾, welcher in einem Vortrage in der Niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde so warm für Volgers Hypothese eintrat, bemerkt unversehens, daß der Regen bei Daun „in dem lockeren Tuff verschluckt wird“; also doch eine Infiltration! In derselben Sitzung berichtet Dr. Gieseler von einem Versuch, welcher für Volger ungünstig ausging. Ein Glaszylinder, mit lufttrockenem Quarzsand gefüllt, stand in einem weiteren Blechgefäß, das mit Eis und Wasser zum Teil gefüllt war. Von diesem rieselte das Tauwasser reichlich ab; hingegen war der Sand nach 40 Stunden trocken geblieben und ein Glühversuch ergab, daß 1 kg Sand nicht einmal 1,5 g Wasser aufgenommen hatte³⁾.

Die Ausführungen Mohrs und Volgers widerlegten W. Ihne⁴⁾ und Sailer⁵⁾ sehr eingehend, und besonders letzterer gibt Beiträge zur Bestätigung der alten Theorie durch Ergiebigkeitsmessungen der Quellen im Berchtesgadener Salzbergwerk.

Für Volger traten J. Sonntag und K. Jarz⁶⁾ ein, wie dies in den früheren Fußnoten schon bemerkt wurde; sie teilten Versuche im kleinen und Beobachtungen im großen zugunsten der neuen Hypothese mit. Zu den Beobachtungen im großen, die Volger und seine Anhänger gegen die herrschende Theorie vorführen, sei bemerkt, daß die Erdoberfläche mit wasserlässigen und wasserdichten Schichten bedeckt ist, weshalb die für letzteren Fall gesammelten Beobachtungen ohne Bedeutung sind. Sonntag und Jarz geben schließlich auch zu, daß eine direkte Infiltration der Niederschläge dort stattfindet, wo der Boden genügend durchlässig ist⁵⁾; wo ist die Grenze?

J. Liznar⁷⁾ untersuchte die monatlichen Schwankungen des Grundwasserspiegels in 12 Brunnen Österreich-Ungarns und eines Brunnens in Brünn (Mähren), welchem täglich gleich viel Wasser entnommen wurde. Er kommt zu dem Schluß: „Die Beobachtungen zeigen, daß der tiefste Stand des Grundwassers im Sommer auftritt; es muß also um diese Zeit dem Boden mehr Wasser entzogen werden, als ihm zu-

1) Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik 2, 51. — 2) Berggeist 1878, Nr. 63; Gaea 14, 578. — 3) Dieser Versuch könnte darum als unvollkommen bezeichnet werden, weil die Luft nicht durch den Sand gestrichen ist; doch schließt er sich deshalb mehr den Verhältnissen in der Natur an. — 4) Berggeist 1878, Nr. 85; ebenda Nr. 103; Gaea 16, 320, 703; 17, 457. — 5) Gaea 17, 460. — 6) Ebenda, S. 463. — 7) Ebenda, S. 330.

geführt werden kann. Wenn aber während der der Grundwasserbildung günstigsten Zeit dem Boden nicht einmal so viel Wasser zugefügt wird, als er verliert, wie ist es dann möglich, daß der Winter, die ungünstigste Zeit, jenen Verlust wieder ersetzen soll? Es müßte nach Volgers Theorie, wenn im Sommer mehr Wasser entzogen als zugeführt worden ist (und das zeigt ja die Beobachtung, denn sonst könnte der Brunnenpiegel nicht sinken), im nächsten Frühjahr das Grundwasser tiefer stehen als im vorhergehenden, und da im nächsten Sommer dieselbe Erscheinung auftritt, müßte es endlich so weit kommen, daß gar kein Grundwasser vorhanden sein könnte, was doch gegen alle Erfahrung ist.⁴ Liznar hat durch diese auf einwandfreie Beobachtungen basierten logischen Schlußfolgerungen Volgers Hypothese erschüttert. Doch läßt sich demgegenüber nach Soyka feststellen, daß verschiedene Grundwasser ihren Tiefstand im Winter oder in dessen Nähe haben.

Wenn Sonntag und Jarz gegen Liznar einwenden, daß im Sommer mehr Wasser entnommen bzw. verbraucht wird als im Winter, so übersehen sie den Brunnen in Brünn, aus welchem jahraus jahrein gleichviel Wasser geschöpft wurde. Die übrigen Einwendungen gegen Liznar sind bedeutungslos.

Krüger¹⁾ führte sowohl im Laboratorium als auch im Felde sehr sorgfältige Versuche durch; mehrere Zylinder wurden mit verschiedenen Bodenarten gefüllt und von außen mittels Eis gekühlt; nach 27 Tagen kondensierten aus der Luft im Laboratorium 19 im Sand, 0,3 im Lehm, bis 0,45 Vol.-Proz. im Moor. Auch der Feldversuch gab nur unbedeutend Kondenswasser. Krüger beobachtete im Boden in verschiedenen Tiefen, das tiefste in 2,5 m im tiefsten Grundwasserstand, fünf Thermometer, ferner die Temperatur und relative Feuchtigkeit der Luft dreimal täglich im Oktober, November und April durch je sechs Tage. Daraus konnte das Spannungsgefälle des Wasserdampfes berechnet werden; es war +, also Luft → Boden, sehr selten, und zwar kurz vorübergehend an warmen Frühlingstagen, als der Boden noch kühl war. Das negative Gefälle (Boden → Luft) war weitaus vorherrschend, woraus Krüger folgert, daß das Grundwasser vom Kondenswasser gar nicht oder nur in sehr kleiner Menge gespeist wird.

Man hat auch die Versuche H. Hädikes²⁾ als Stütze der Kondensationshypothese herbeigezogen; doch beweisen dieselben nichts anderes, als daß in einem tiefgekühlten Sandzylinder die Feuchtigkeit der Luft kondensiert werden kann.

Als Beweis, daß das Bodenwasser eingesickertes Tagwasser ist, wird oft auch angegeben, daß man im artesischen Wasser, besonders in dem frisch erschlossenen, lebende Süßwasserkrabben, kleine Fische, Wasserpflanzen u. dgl. fand, wie z. B. in Bochum (Westfalen), in Tours (Frankreich).

¹⁾ Gesundheitsingenieur 1909, S. 469. — ²⁾ Bayer. Industr.- u. Gewerbebl. 1907.

Eine ganz andere Bedeutung als die allgemeine Feuchtigkeit der Luft haben für das Bodenwasser der Tau und ganz besonders der **Nebel**, wenn er eine die Erde berührende Wolke ist; der Tau spielt bei der Speisung des Bodenwassers nur eine ganz geringe Rolle, da er bei uns eine vorübergehende Erscheinung ist und von der Vegetation fast ganz verbraucht wird; doch setzt er, in die Erde eingedrungen, die Verdunstung des Bodenwassers etwas herab, weil er dieselbe deckt. Nur selten ist die Taubildung so stark, daß hiervon ober- oder unterirdische Wasserläufe profitieren. v. Schoen¹⁾ beobachtete die Speisung eines Bächleins am Umfang des Karstes bei Sapiane durch Tau. Er bildet bei uns nur 4 bis 5 Proz. der Niederschläge. In regenarmen Gebieten wird durch die nächtliche Abkühlung die Luft unter den Taupunkt gebracht, so daß dieses Tauwasser in künstlichen Becken — Tauteichen — gesammelt wird, wie z. B. in der Festung Gibraltar.

Daß während eines Nebels der Boden sehr feucht ist, ist eine allgemein bekannte Tatsache. Da der Nebel eine große relative Feuchtigkeit hat, so liegt sein Taupunkt dicht unter der Temperatur der Luft.

Der Nebel bildet sich in den unteren Luftschichten, indem die Wasserdämpfe sich in Gestalt ganz kleiner Bläschen ausscheiden, entweder dadurch, daß feuchte Winde über eine kalte Oberfläche hinstrichen, wie im Hochgebirge, oder wenn die Oberfläche einer Wassermasse wärmer als die Luft ist.

Der Nebel ist für die Speisung mancher, besonders der Gipfelquellen von wesentlicher Bedeutung, wovon ich mich an einer kleinen Quelle nahe unter der Spitze des Zirbitzkogels (2397 m Seehöhe), südlich von Judenburg (Steiermark), überzeugen konnte. Nach einer längeren regenlosen Periode im Sommer, während im Tal und in den Gehängen so manche Quelle versiegte, fand ich jene hoch gelegene Quelle, wenn auch nur in geringem Maße, ergiebig. Der Zirbitzkogel war während der Trockenzeit häufig und durch längere Zeit in Nebel gehüllt; er besteht aus stark geklüftetem Glimmerschiefer. Wegen seiner großen Seehöhe hat sein Gestein eine sehr niedere mittlere Temperatur, wahrscheinlich nahezu 0° C, und wirkt dadurch auf die Wasserbläschen des Nebels kondensierend, und zwar nicht bloß an der Oberfläche, sondern auch in den vielen Klüften des Gesteins. Erfolgt in diesen eine Kondensation, so ist Luftverdünnung die Folge, wodurch ein Einsaugen des Nebels in die Klüfte, somit eine stetige Kondensation des Nebels bedingt ist. Das dadurch gebildete Bodenwasser sinkt tiefer und wird an einer geeigneten Stelle in einer seitlichen Kluft als Quelle zur Oberfläche geführt.

Später hatte ich mich mit den sehr wasserreichen Quellen (1710 m Seehöhe) auf der Kärntner Seite der Koralpe in der Nähe des Touristenhauses eingehend wegen Wasserversorgung der Stadt Wolfsberg zu

¹⁾ Meteorol. Zeitschr. 27, 561, 1910.

beschäftigen. Sie liegen etwa 240 m unter dem Kamm und 397 m unter dem Gipfel der Korralpe (großer Speikkögel), welcher in der regenlosen Sommerzeit zum Leidwesen der Touristen nur allzu häufig und allzu lang vom Nebel umwogt wird. Die Wasserergiebigkeit der Quellen schwankt nach mehreren Messungen zwischen 10 l/sec im Winter und 22 l/sec im Sommer; auch in dem so außerordentlich regenarmen Sommer 1911 waren die Quellen so ergiebig, daß die Wasserversorgung von Wolfsberg nicht im mindesten litt. Ich vermute, daß auch diese reichen Gipfelquellen, wovon die eine Gruppe konstant 3,9°, die andere 4,2° zeigt, wesentlich vom Nebel mitgespeist werden; nur eingehende meteorologische Beobachtungen können dessen quantitativen Einfluß entscheiden.

Andere in der Literatur öfter genannte Gipfelquellen sind in Deutschland die Lennequelle auf dem Astenberg, die Lahnquelle auf dem Lahnkopf. Auch A. S. Barkow¹⁾ untersuchte die Infiltrations- und Kondensationshypothese und läßt letztere für Gipfelquellen, aus kondensierten Nebel entstanden, und für die zugigen Eishöhlen gelten. Schon de la Metherie (1797) erläuterte in seiner „Theorie der Erde“, daß neben dem Regen die Kondensation des Nebels und der Wolken in den kühleren Bergen das Bodenwasser ausgiebig speisen kann.

Auch der hochverehrte Meister der Meteorologie, Hofrat Dr. Julius v. Hann, schreibt in seinem „Handbuch der Klimatologie“ (1. Band, S. 197): „Wir wissen jetzt, daß selbst in einem sehr dichten Nebel kaum mehr als 5 g Wasser im Kubikmeter enthalten sind. Es müßten demnach aus einer Schicht von 200 m vertikaler Mächtigkeit alle Wassertropfchen abgefangen werden, um aus ruhendem Nebel 1 mm Niederschlagshöhe zu gewinnen. Es genügt aber ein Luftzug von nur 5,5 cm Geschwindigkeit pro Sekunde²⁾, um innerhalb einer Stunde eine Luftmasse von 200 m³ an einem Orte pro Flächeneinheit vorüberpassieren zu lassen. Bewegte Nebelmassen können daher leicht recht ergiebige Wassermengen abgeben.“

v. Hann zieht diesen Schluß aus einer Reihe von Tatsachen, die er in seinem erwähnten Handbuch mitteilt und welche später von Dr. Marloth³⁾ noch ausgiebig für Südafrika vermehrt wurden.

Schon Dufour⁴⁾ wies auf den kondensierenden Einfluß der kalten Felsenspitzen und der Eisregion der schneeigen Hochalpen hin und sah darin die Ergänzung jenes Defizits in dem Meteorwasser, welches Forel gegenüber der Wassermenge der Rhone unterhalb des Genfer Sees fand; nach dieser sollten, abgesehen von der Verdunstung, die meteorischen Niederschläge des Fanggebietes 1150 mm betragen, wurden

¹⁾ Festschrift zum 70. Geburtstag von Prof. Anutschik (Moskau 1913), S. 495. Russisch und französisch. — ²⁾ Bekanntlich ist der Nebel im Gebirge fast ununterbrochen in Bewegung. Höfer. — ³⁾ Hanns Referat: „Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen“, in Meteorol. Zeitschr., Heft 12, 1906. — ⁴⁾ Gaea 7, 179.

aber nur mit 700 mm gemessen. Das Defizit von 450 mm + Verdunstung müssen die Kondenswasser des Hochgebirges, vorwiegend der Nebel, liefern. Nach dieser Rechnung hätten diese Kondenswasser des Hochgebirges eine hervorragende hydrologische Bedeutung.

Wir kommen zu dem Schluß: „Das Bodenwasser wird entweder ganz oder zum weitaus größten Teil durch Infiltration der atmosphären Niederschläge gespeist.“ Auch W. Salomon kam zu einem ähnlichen Schluß: „Ich selbst vermag bisher der Kondensation von Wasserdampf keine quantitativ merkbare Rolle zuzuschreiben.“ (Intern. Zeitschr. f. Wasserversorgung 1917.)

Novak¹⁾ in Prag griff auf die uralte Anschauung zurück, daß in der Tiefe ein „tellurischer Hohlraum“ sei, in welchen das Wasser der Meere und der Seen durch Klüfte gelange; er nahm ferner an, daß dort das Wasser verdampfe, in Klüften zur Erde steige, sich nahe der Oberfläche zu Wasser kondensiere und so das Bodenwasser bilde. Hätte sich der Herr Verfasser in den ihm naheliegenden Bergbau von Příbram bemüht, so hätte er dort feststellen können, daß das Grubenwasser von Tage einsickert und in höheren Horizonten aus praktischen Gründen abgefangen wird, weshalb die Strecken in 1000 m Tiefe staubtrocken sind, obschon dort die Gesteinstemperatur zur Dampfkondensation noch ganz geeignet wäre. Nach Novaks Anschauung wäre es auch ganz unverständlich, wie Grundwasser auf wasserdichtem Boden, wie dies so oft der Fall ist, entstehen könnte, da die aufsteigenden Dämpfe oder das emporsteigende Wasser abgedichtet wäre.

III. Das juvenile Wasser.

E. Sueß stellte 1902 die Hypothese auf, dem Magma entströme Wasserdampf, wenn eine Spalte so tief hinabreiche; so entstehen Thermen, durch konstante Temperatur und chemische Zusammensetzung ausgezeichnet. Vielleicht durch die Forschungen Bruns beeinflusst, änderte er seine Hypothese dahin ab, daß nicht Wasserdampf, sondern heißer Wasserstoff dem Magma entströmt, der sich in der Nähe der Erdoberfläche mit eingedrungenem Luftsauerstoff zu Thermalwasser verbindet. Nach der einen, wie nach der anderen Anschauung würde dieses juvenile Wasser die Wasservorräte der Erdoberfläche stetig vermehren. Diese Hypothese, welche zuerst Elie de Beaumont aufstellte, wird im Abschnitt „Thermen“ eingehender besprochen werden. Das Bodenwasser ist vados.

IV. Das fossile Wasser.

Höfer²⁾ hat bereits in seinen „Erdölstudien“ darauf hingewiesen, daß das mit dem Erdöl vorkommende Salzwasser ein chemisch zum

¹⁾ „Ursprung der Quellen“, Prag. — ²⁾ Sitzungsber. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 111, Abt. 1.

Teil umgewandeltes (die Sulfate wurden reduziert) Meerwasser ist, welches zur Zeit der Anhäufung des tierischen Materials (zwecks Ölbildung) infolge der Transgression fast gleichzeitig mit diesem in der Erdkruste eingeschlossen und der Zirkulation entzogen wurde. Es findet sich fast in allen Erdölgebieten von verschiedenem geologischen Alter; in Pennsylvanien stammt dieses Wasser aus der Devonzeit und ist somit gewiß fossil; noch älter ist das Wasser im Keweenawan und Huron des oberen Sees¹⁾ (Nordamerika), das man in Tiefen von 600 bis 1600 Fuß (183 bis 488 m) antraf; in den oberen Schichten ist es hier ärmer an Chlorcalcium gegenüber dem Chlornatrium, weil schon etwas Kohlensäure und Carbonate führendes vadoses Wasser eindrang und das Calcium als Carbonat ausfällte. Die amerikanischen Geologen haben später dieses Wasser *cannot water* (cannot = mitgeboren) genannt. Der Bohrer oder eine geotektonische Bewegung erlöst oder erlöste das fossile Wasser aus seiner Gruft.

Das Grundwasser.

1. Entstehung des Grundwassers.

Es wurde bereits einleitungsweise das Grundwasser als jenes der Erdoberfläche nahe Bodenwasser definiert, welches in lockeren, meist jungen Gesteinsmassen vorhanden ist, wie z. B. in Sand, Schotter u. dgl.; sein fast horizontaler, zusammenhängender Spiegel ist durchweg mit Luft in Berührung und es folgt nur der Schwere, ist also nicht unter Druck. Hingegen steht das artesische Wasser, welches von einem wasserdichten Gestein unmittelbar bedeckt ist, unter Druck.

Das Grundwasser wird von den atmosphärischen Niederschlägen gespeist.

Ansammlung des Grundwassers.

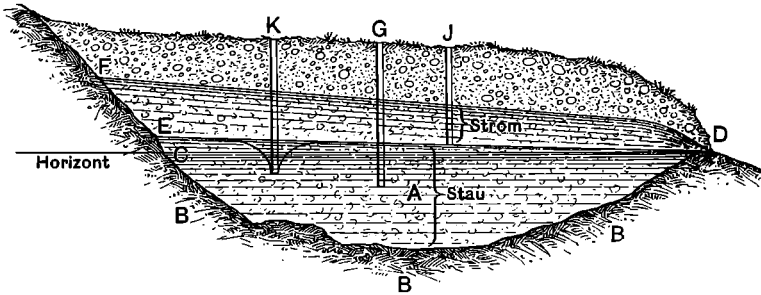
Ein Talkessel (Fig. 10) sei von einem wasserundurchlässigen oder wasserstauenden Gestein *B* gebildet. In demselben hat sich Schotter abgelagert, auf welchen atmosphärische Niederschläge fallen. Es wird sich somit in der einen oder anderen Art Bodenwasser im Schotter ansammeln. Das Atmosphärenwasser, welches auf die Gehänge des Talkessels fällt, wird teils in Wasseradern, teils in Bächen zu der Schotterebene hinabgleiten und dort ebenfalls teilweise oder ganz versickern. Über die Ebene kann auch ein Fluß dahingleiten, dessen Wasser ebenfalls bis zu einem gewissen Stadium das Grundwasser speisen wird, ebenso jenes Wasser, welches bei Überschwemmungen die Ebene bedeckt. Aus Spalten des undurchlässigen Untergrundes kann

¹⁾ A. Lane, Bull. geol. Soc. Amer. 19, 501, 1908.

Wasser unter höherem Druck als Quelle aufsteigen und das Grundwasser gleichfalls nähren. So wird dasselbe auf verschiedene, mehrfache Weise gespeist.

Die von oben eindringenden Infiltrationswasser erreichen jedoch nicht durchweg das Grundwasser, sondern werden zum Teil in dem darüber befindlichen Boden zurückgehalten; die volle Sättigung des Bodens mit Wasser wird Wasserkapazität genannt. Besonders dieses zum Teil kapillar gehobene Wasser, die Bodenfeuchtigkeit, ist einem steten Spiel unterworfen, da es in der regenlosen Zeit mehr oder weniger verdunstet, um durch eine nachfolgende Infiltration ersetzt zu werden. Die über dem Grundwasserspiegel im Boden vorhandene Luft, die Grundluft, enthält deshalb in veränderlicher Menge Wasserdampf. Die Länge des Versickerungsweges, d. i. die Tiefenlage des Grundwasserspiegels, beeinflusst dieses Spiel ganz wesentlich, sowie auch der Wechsel der Tagestemperatur. Die kleinste Wasserkapazität wird die absolute genannt und nimmt mit der Größe des Kornes ab;

Fig. 10.



sie ist nach G. Wilhelm bei Quarzsand von 0,26 bis 0,29 mm Durchmesser 31,8 Proz., bei 0,5 mm 28,4 Proz. und bei 1,25 bis 1,58 mm 14,4 Proz. Die Durchlässigkeit der verschiedenen Wasserträger wurde schon früher (S. 34) besprochen. Die Wasserlässigkeit der Grundwasserdecke ist von ihrer Porengröße abhängig; die kleinen Poren sind durch das Kapillarwasser geschlossen, so daß für die Durchlässigkeit eigentlich nur die größeren Poren, mit Adhäsionswasser ausgekleidet, verbleiben; sie entspricht also nicht dem Porenquotient. Nach Wollnys Versuchen¹⁾ ist das Verhältnis der Bodenfeuchtigkeit (*B*) zu dem darunter liegenden Grundwasser (*G*) beim

	<i>B</i>	<i>G</i>
groben Quarzsand von 1,00 bis 2,00 mm Korngröße	65	325
mittलगroben „ „ 0,25 „ 0,5 „ „	95	310
mittelfeinen „ „ 0,11 „ 0,17 „ „	230	200
feinen „ „ 0,01 „ 0,11 „ „	350	120
Lehmboden	350	200

¹⁾ Forschungen auf dem Gebiete der Agrikultur und Physik, Bd. 2, S. 164.

Jenes Ansammeln des Wassers im Becken wird nach einem gewissen Zeitraum so weit gedeihen, daß der Wasserspiegel die Höhe CD erreicht; D ist die Stelle, wo der wasserundurchlässige Untergrund die Tagesoberfläche erreicht. Diese ruhende Wassermenge A heißt der Grundwasserstau oder kurz der Stau, welcher sich im Laufe der Zeit gleichsam als ein eiserner Vorrat, als ein See oder Teich im lockeren Erdreich angesammelt hat. Würden nicht neue Wassermassen dazutreten, so wäre kein Anlaß zu einer Bewegung des Staus gegeben; es würde mit der Zeit etwas Wasser verdunsten und der Stauspiegel würde dementsprechend sinken.

Doch seit der Bildung des Staus ist die mannigfache Zufuhr neuen Wassers nicht unterbrochen worden, weshalb sich der Spiegel des Staus erhöhen mußte, auch über CD erhöhen mußte. Diese Erhöhung CE muß wegen der Schwere abfließen und bedingt den Ausfluß des Grundwassers bei D ; es bildet sich bei D die Grundwasserquelle, welche so lange fließen wird, als neue Wasserzuzüsse das Schotterbecken speisen. Die Schwere, als hydrostatischer Druck gedacht, wird die Bewegungshindernisse des Fließens des Wassers überwinden, und je nachdem derselbe durch reichlichere oder geringere Infiltration steigt oder sinkt, wird auch die Ergiebigkeit der Grundwasserquelle bei D größer und kleiner sein.

Ist nur ein Ausfluß, z. B. jener bei D , vorhanden, dann muß diese Quelle so viel Wasser liefern, als in das Schotterbecken versickert, von der Verdunstung abgesehen. Also nur diese Infiltrationsmenge speist die Quelle, deren Ergiebigkeit augenscheinlich vom Stau A vollständig unabhängig ist.

Diese Wassermenge Q , welche sich über dem Stau ansammelt und in stetem Fließen ist, heißt Grundwasserstrom oder kurzweg Strom¹⁾. Nur dieser ernährt die Quelle D , und nur diese Wassermenge ist förtlaufend für eine Wasserversorgung zur Verfügung. Würde ein Brunnen G (Fig. 10) nicht bloß das gesamte Wasser des Stromes zutage fördern, sondern auch dem Stau Wasser entnehmen, so würde in diesem ein Defizit entstehen, welches, wenn sich die Infiltrationsverhältnisse nicht ändern würden, zur Folge hätte, daß der Wasserspiegel des Staus schließlich bis zur Brunnensohle sinken würde; und würde man den Brunnen tiefer teufen, so könnte man unter den vorausgesetzten, konstant bleibenden Verhältnissen den ganzen Stau, das gesamte Grundwasser auspumpen. Die Ergiebigkeit des Brunnens wäre auf die des bloßen Stromes herabgesunken.

Der Stau kann jedoch als ein Vorrat angesehen werden, in welchem ein Brunnen in infiltrationsarmer Zeit ein Defizit bewirken kann; er nimmt gleichsam vom Stau ein Anlehen, das dann in der Zeit über-

¹⁾ Auf diesen sehr wichtigen Unterschied zwischen Stau und Strom habe ich zuerst in der Zeitschrift des Österr. Ingenieur- u. Architektenvereins 1892, Nr. 29, aufmerksam gemacht.

reicher Infiltration wieder ersetzt wird. Der Stau kann somit vorübergehend als eine Reserve angesehen und benutzt werden.

Dieser hochwichtige Unterschied zwischen Stau und Strom wurde von manchem Hydrotekten übersehen und bedingte bei Wasserversorgungen der Städte die bedauerliche Tatsache, daß die Ergiebigkeit der Brunnen allmählich zurückging und schließlich den Bedarf nicht mehr deckte.

Auch subterrane Quellen können sich in das Grundwasser ergießen. Die Speisung des Grundwassers des hessischen Rieds (Rheinebene) scheint nach H. Thurach und A. Steuer¹⁾ in erster Linie durch die in den Spalten des Odenwaldes aufsteigenden Gebirgswasser zu erfolgen.

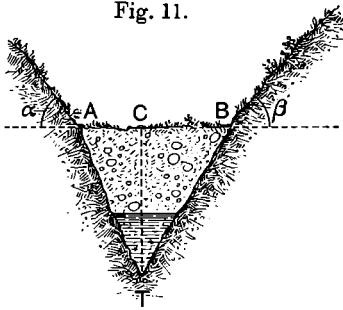
Das lockere Gestein, in welchem das Wasser ruht oder sich bewegt, heißt der Grundwasserträger. Seine Zusammensetzung kann sehr verschieden sein; am günstigsten ist dieselbe, wenn sie auf sehr weite Erstreckung hin gleich bleibt, grobkörnig ist und keine oder nur wenige geringmächtige, feinsandige oder tonige Einlagerungen im Grundwasserträger vorhanden sind, wie dies bei fluviatilen, durch alte Beckenausfüllungen und Flußläufe gebildete Ablagerungen öfter der Fall ist. Auch die durch Winde und Stürme gebildeten äolischen Ablagerungen (Löß) sind in der Regel weithin anhaltend, doch wegen des feinen Kornes nicht günstig und wenig ergiebig. Ungünstig sind die noch ursprünglichen Glazialbildungen, da sie wegen ihres tonigen Wesens wasserundurchlässig sind und durchlässige Sande und Kiese nur unregelmäßig eingelagert sind; es kann sich deshalb ein nur unregelmäßig entwickeltes Grundwasserbecken bilden; nachbarliche Bohrlöcher geben oft ganz verschiedene Profile. Wurden jedoch die Glazialablagerungen durch spätere Wasserfluten, die z. B. beim Abschmelzen des Eises gebildet wurden, umgelagert und dadurch aufbereitet, wodurch die tonigen Massen weggeschwemmt wurden, so gestalten sich die Wasserverhältnisse günstiger. Durch möglichst viele Bohrungen müssen die Lagerungsverhältnisse und petrographischen Eigenarten des Grundwasserträgers festgestellt werden. Bei der Wahl des Ortes für den definitiven Brunnen wird man, auch aus rein technischen Gründen, den Ort mit sehr groben Gesteinselementen des Trägers aufsuchen.

Was die Gestalt der Grundwasserträger im großen anbelangt, so kann man vier Typen unterscheiden. 1. Der Beckentypus ist eine weitausgedehnte Schotter- oder Sandablagerung, innerhalb welcher das Grundwasser zusammenhängend, flächenhaft weit ausgebreitet ist. 2. Der Inseltypus; im Becken sind einzelne Stellen ruffartig oder wellig erhoben, die auch inselartig über die Schotteroberfläche emporragen können oder dadurch den Zusammenhang des Grundwasser-

¹⁾ Abhandl. d. Hess. geol. Landesanstalt 5, Heft 2, 148, 1911. v. Koenens Festschr. 1907, S. 135.

spiegels unterbrechen. 3. Der Urstromtypus findet sich besonders im nördlichen Deutschland; es sind dies alte, meist diluviale Fluß- oder Stromläufe, welche mit Sand oder Schotter ausgefüllt und dann mit jüngeren Ablagerungen bedeckt wurden. In den deutschen Ebenen sind diese Urstromtäler, die oft einen ähnlichen Verlauf wie die heutigen Flüsse und Ströme haben, fluvoglazialen Ursprungs; in diesen Glazialgebieten verlaufen diese Wasserträger oft recht unregelmäßig. So fand E. Geinitz¹⁾ im Gebiete der mecklenburgischen Endmoränenzüge, daß in deren Hinterland, also nördlich, der wasserlose Geschiebemergel meist eine recht bedeutende Mächtigkeit erreicht, weshalb der untere Grundwasserhorizont tief liegt. Unter der Endmoräne sind die Schichten häufig gestaucht, Sande und Mergel liegen wirt durch-einander, weshalb die Wasserführung ganz unregelmäßig ist; man kann dies als 4. den Morärentypus ausscheiden. Außerhalb desselben, dort, wo die „Sandur“ sich ausbreiten, findet man fast überall bald Grundwasser.

Fig. 11.



In engen Tälern, deren Boden aus Schotter u. dgl. besteht, fließt oft ein Grundwasserstrom von manchmal geringer Mächtigkeit, doch mit relativ großer Geschwindigkeit und unter Verhältnissen, welche die Bildung eines Grundwasserstaues nicht zulassen; es ist ein Grundwasserfall. Der Strom kann teils mit

Sickerwasser, teils von unterirdischen Quellen gespeist werden. Die geringe Mächtigkeit wird zur Folge haben, daß der Strom nur im tiefsten Teil des Wasserträgers vorhanden ist; es ist gleichsam nur ein unterirdischer Bach oder kleiner Fluß vorhanden, der sich im sogenannten Talweg *T* (Fig. 11) bewegt, und dessen Bedeutung schon längst erkannt wurde. Der französische Abbé Paramelli²⁾ hat vorwiegend hierauf seine Kunst, Wasser zu finden, aufgebaut. Es handelt sich darum, den Talweg zu finden; wir gehen hier einen einfacheren Weg als Paramelli. Der Talweg *T* wird konstruktiv ermittelt. Man zeichnet im frei gewählten Maßstab den Talboden *AB*; die Böschungswinkel der Gehänge α und β bestimmt man mittels des Senkels (Klinometer), des Kompasses oder eines ähnlichen einfachen Meßapparates für Vertikalwinkel. Diese beiden Winkel werden mittels Transporteurs bei *A* und *B* eingezeichnet, die Winkelschenkel nach abwärts verlängert, wo ihr Schnittpunkt *T* der Talweg ist. Der vertikal darüberliegende Punkt *C* ist der hoffnungsreichste für die Erschließung des Wassers durch einen Brunnen oder eine Bohrung. Die größte Tiefe *CT* kann aus dem im Maßstab gezeichneten

¹⁾ Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung 2, 74, 1915. — ²⁾ Quellenkunde. Deutsche Übersetzung von B. v. Cotta, Leipzig 1856.

Profil entnommen werden, wobei zu bemerken ist, daß die unterirdischen Gehänge *AT* und *BT* etwas steiler wie die oberirdischen sind, da letztere durch Erosion etwas abgetragen wurden. Die Lage von *C* sowie *CT* läßt sich auch rechnerisch bestimmen; doch genügt die Genauigkeit der konstruktiven Methode vollständig der Praxis.

Paramelli beachtete bei seinem einst berühmt gewordenen Wasser-suchen auch die Vegetation, die ja bis zu einer gewissen Tiefe in ihren Arten und Gedeihen vom Wasser abhängt; doch ist hierbei Vorsicht geboten, da sich auf wasserdichten Böden in seichten Vertiefungen Wasseransammlungen mit entsprechender Flora bilden können.

O. Lueger¹⁾ empfiehlt als für Wasserschürfungen besonders günstig den Uferrand alter Hochgestade, da dieselben dem Talweg sehr nahe liegen, sowie etwa vorhandene frühere Talläufe; ferner zwischen dem Punkte, an welchem ein offener Strom Wasser verliert, und jenem, an welchem derselbe oder ein benachbarter Strom wieder Wasser gewinnt.

2. Die Grundwasserdecke.

Die Grundwasserdecke ist jenes Gesteinsmaterial (Schotter, Sand usw.), welches sich zwischen dem gewöhnlich sehr langsam fließenden Grundwasser und dem Tag befindet; es ist dies die Zone des Sickerwassers, denn in ihr findet auch die Einsickerung der Niederschläge statt, welche innerhalb dieser Decke zum Teil auch verdunsten. Diese Feuchtigkeit und Luft, Grundluft genannt, füllen die Zwischenräume, sogenannte Poren, des lockeren Deckenmaterials aus. In ihr können sich auch Wasserdämpfe, welche mit der Luft vom Tage einziehen, zu Wasser verdichten, wenn die Decke kühler als der Dampf ist, was um so mehr erfolgt, je gesättigter letzterer und je kühler erstere ist; dies wird besonders beim Nebel und dort der Fall sein, wo der Boden infolge der Waldbedeckung oder dergleichen kühler ist als dort, wo er der direkten Sonnenbestrahlung ausgesetzt ist. Im Winter ist der Boden meist gefroren und mit Schnee bedeckt, die Wasserdämpfe der Luft können infolgedessen nicht eindringen und müßten bei einem solchen Versuch schon im Schnee kondensiert werden. Im Sommer ist die von der Sonne beschienene, oberste Bodenkruste in der Regel wärmer als die Luft, weshalb hier eher ein Verdampfen als ein Kondensieren möglich ist. Letzteres ist also im Laufe eines Jahres nur zeitweise und örtlich, also nur vorübergehend, unter günstigen Bedingungen möglich, weshalb dieses Kondenswasser im untertägigen Wasserhaushalt keine wesentliche Rolle spielen kann.

Die Grundwasserdecke nimmt das eingedrungene Niederschlagswasser auf und läßt es, entsprechend ihrer Durchlässigkeit, einsickern. Ein Teil bleibt vermöge der Kapillarität an den Gesteinsteilchen hängen

¹⁾ Wasserversorgung der Städte (Leipzig 1890), S. 266, 267.

— man heißt ihn die absolute Wasserkapazität, bei festen Gesteinen Bergfeuchtigkeit — und ist vorläufig von dem Wasserhaushalt ausgeschaltet; ein anderer Teil, der Überschuß, sinkt allmählich in die Tiefe. Je größer die Durchlässigkeit ist, desto geringer ist prozentual die absolute Wasserkapazität, desto rascher und reichlicher wird das Grundwasser gespeist. Auf dieser Wanderung zur Tiefe findet jedoch auch ein Verdunsten des eingedrungenen Wassers statt, um so mehr, je wärmer die Decke und je größer das Sättigungsdefizit der Außenluft ist; der Dampf steigt bis zu Tag und ein Eindringen von Wasserdampf als Bodennebelluft ist dadurch ausgeschlossen. Man kann an kühlen Morgen und Abenden das Auftreten des Wasserdunstes in die kühle Luft an manchen Orten beobachten, es bildet sich Bodennebel.

Auch die Wurzeln der Pflanzen aller Art entnehmen dem Boden, also der Decke, Wasser, welches dann an der Pflanzenoberfläche großenteils verdunstet; andererseits lockern die Wurzeln den Boden auf und befördern dadurch die Versickerung. Diese erfolgt in der Regel sehr langsam; die Geschwindigkeit beträgt für 24 Stunden im Sand 0,5 bis 1,0 m, im Torf 0,864 m, im Ziegellehm 0,804 m¹⁾. Diese Zahlen sind auch Gradmesser für die Durchlässigkeit der einzelnen Schichten der Decke. Ist in einer Schicht die Durchlässigkeit a m und in der darunterliegenden b m, so wird, wenn $b > a$ oder $b = a$ ist, die Versickerung anstandslos erfolgen; ist jedoch $b < a$, so wird sich das Sickerwasser an der Grenzfläche anstauen und einen Grundwasserhorizont bilden, der so lange anschwillt, bis seine Mächtigkeit einer Druckhöhe h entspricht und welche die Geschwindigkeit b so lange erhöht, bis sie gleich a wird. Die Mächtigkeit kann, wenn b sehr klein und die Grenzfläche keine oder eine sehr gehemmte Abflußmöglichkeit bietet, so hoch anschwellen, daß dieses Grundwasser bis an die Oberfläche tritt und das Gelände versumpft, ja Seen bildet. Ist jedoch die wasserstauende Deckeneinlagerung seitlich begrenzt, z. B. eine flache Linse, so ist die direkte Versickerung gehemmt, das Wasser sammelt sich darüber an und fließt seitlich in die Tiefe zum eigentlichen Grundwasser ab.

Ist die Decke infolge längerer Dürre in der Nähe der Oberfläche stark ausgetrocknet, so wird der erste Regen nicht tief eindringen, da er in der heißen Tagschicht rasch verdunstet. Dies ist auch ein Grund, warum die jährliche Regenhöhe nicht allein für die Ergiebigkeit des Grundwassers maßgebend ist; hierbei spielt auch die Verteilung der Lufttemperatur eine Rolle.

Ist der Boden theoretisch wasserundurchlässig, z. B. Ton, so verliert er am Tage oder in dessen Nähe oft diese Eigenschaft, da sich

¹⁾ W. Köhne, Grundwasser in der südbayerischen Hochfläche, S. 12. München 1916. Siehe auch S. 52.

Austrocknungs- und Frostrisse bilden, welche für die Durchlässigkeit sehr günstig sind.

Das Sickerwasser zieht auch in die Decke Mikroorganismen ein, welche in ihm zum Teil haften bleiben, um so mehr, je feinkörniger der Sand und je länger der Weg des Sickerwassers ist. Der dem Tag nächste Teil der Decke ist am reichsten an Keimen, welche mit der Tiefe rasch abnehmen, in 3 bis 4 m fast, in 8 m Tiefe in der Regel ganz fehlen (C. Fränkel, s. auch S. 11), falls die Decke nicht von Rissen, Maulwurfgängen, tiefgreifenden Pfahlwurzeln durchzogen ist. Unter einer Grasdecke sind die Bakterien schon in einer Tiefe von 1,5 m fast verschwunden und im Sandboden, selbst im Ackerland in 2 m frei von pathogenen Bakterien. Seltener kommt es vor, daß unter einer keimfreien Schicht die Bakterienzahl wieder steigt. Bei Dörfern oder stärker besiedelten Orten, wo Abfallstoffe in die Grundwasserdecke versickern, ist diese mehr verpestet, weshalb dort erhöhte Vorsicht notwendig ist.

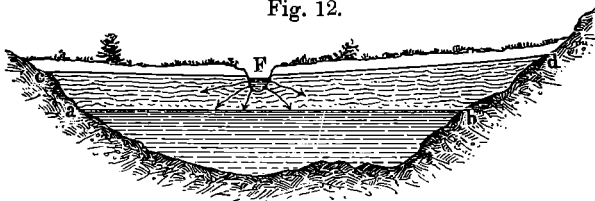
Die die Grundwasserdecke durchziehende Grundluft wird später (S. 98) besprochen werden.

3. Beziehungen des Grundwassers zu dem Tagwasser.

Die Speisung des Grundwassers durch Bäche und Flüsse ist meist nur von beschränkter Dauer, wie dies folgende Betrachtung erweist.

Fig. 12 ist ein Schnitt durch das Grundwasserbecken querweise zur Richtung des Flusses. *F* sei ein Fluß, und der Stau sei in seiner anfänglichen Entwicklung bis zum Spiegel *ab* gelangt. Das Flußwasser wird, wenn das Bett nicht durchweg wasserdicht ist, versickern,

Fig. 12.



und ist der Lauf über die Schotterebene ein langer, so würde der Fluß vertrocknen. Es fließt stets neues Flußwasser dem Stau zu, überdies finden längs der ganzen Oberfläche des Schotterbeckens Infiltrationen statt, weshalb sich der Spiegel *ab* stetig erhöhen muß; solange er tiefer liegt als der Spiegel des Flusses, muß dieser infolge seines durchlässigen Bettes Wasser an das Grundwasser abgeben, bis endlich beide Spiegel in *cd* gleich hoch liegen. Dann kann kein Wasser des Flusses mehr versickern, denn dieses fließt auf einem mit Wasser gesättigten, also ganz undurchlässigen Boden. Hat jedoch das Grundwasser einen Abfluß, der tiefer als der Fluß liegt, so kann sich *ab*

nicht bis zu diesem dauernd erheben, weshalb der Fluß dauernd das Grundwasser speist. So verliert die Oder¹⁾ in ihrem Unterlauf stellenweise viel Wasser, und zwar dort, wo sie altdiluviale, nordwärts gerichtete Urstromtäler verquert.

Beide Wasserspiegel sind von dieser Zeit ab in innigstem Wechselspiele; steigt z. B. infolge des Hochwassers der Flußspiegel plötzlich an, so wird sich so lange Flußwasser in das Grundwasser entleeren, bis beide wieder einen gleichen Spiegel haben. Und umgekehrt, wenn der Flußspiegel sinkt, so wird sich das anschließende höher stehende Grundwasser so lange in den Fluß entleeren, bis wieder Gleichgewicht hergestellt ist.

Brunnen in der Nähe eines Flusses werden somit in ihrem Wasserstand die Schwankungen des Flußspiegels bis zu einem gewissen Grade, je weiter entfernt desto weniger, mitfühlen; es ist hieraus der irrige Glaube entstanden, daß das Brunnenwasser vom Flusse gespeist werde, welcher Irrtum auch durch ein Nivellement der beiden Spiegel bewiesen wird, wobei sich fast immer ergibt, daß der Brunnenpiegel der höhere ist. Wird einem flußnahen Brunnen ausgiebig Wasser entnommen, so kann es vorkommen, daß der Spiegel des Brunnsens bedeutend unter jenen des Flusses sinkt und dadurch Flußwasser dem Brunnen zufließt. Man hat beobachtet, daß der Spiegel des Grundwassers mit jenem des Flusses rasch steigt, jedoch langsamer, als dieser fällt, was sich auch theoretisch begründen läßt.

Der Stand des Grundwasserspiegels wird an der Meeresküste, z. B. in Lübeck, Hamburg, in analoger Weise wie bei einem Flusse wegen Hoch- und Niederwasser durch die Gezeiten beeinflusst. Im allgemeinen greift jedoch dieser Einfluß nicht weit einwärts, was selbstredend wieder von der Fluthöhe abhängt. Man hat hierbei die Beobachtung gemacht, daß das spezifisch leichtere Süßwasser gleichsam auf dem eindringenden Meerwasser schwimmt, wobei jedoch eigentlich der höhere Stand, also der Überdruck des Süßwassers, zur Geltung kommt (siehe Dünenwasser). Beim Bau des Nordostseekanals fand man unter einem 7 bis 10 m starken undurchlässigen Boden eine 10 bis 15 m mächtige wasserführende Kiesschicht, aus welcher das Süßwasser artesisch bis zur mittleren Fluthöhe emporstieg. 7,5 km vom Meere konnte man noch deutlich in den Bohrröhren ein Fallen und Steigen des Süßwasserspiegels beobachten, welches den Gezeiten mit mehrstündiger Verspätung entsprach. Auch in Norderney, Borkum, Juist u. dgl. zeigt sich der Zusammenhang zwischen den Süßwasserspiegeln und den Gezeiten²⁾.

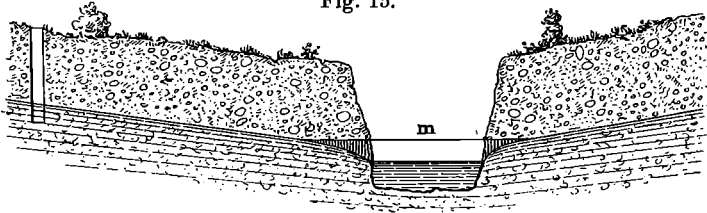
Das Grundwasser bekommt durch die Infiltration von Regen usw. stets neue Nahrung, weshalb bei einem nahezu konstanten Flußspiegel

¹⁾ K. Fischer, Jahrb. f. Gewässerkunde, Berlin 1915. — ²⁾ G. Schober, Org. Ver. Bohrtechn. 18, 281, 1911.

sich das Grundwasser in den Fluß ergießt. Dies ist das normale Verhältnis zwischen der unterirdischen und obertägigen Wasserwirtschaft. Wegen jenes Abflusses wird sich der Grundwasserspiegel gegen den Fluß hin, annähernd einer parabolischen Ausflußkurve entsprechend, rascher senken (Fig. 13). E. Sueß¹⁾ fand, daß der Grundwasserspiegel in der 100 km breiten Ebene zwischen der Donau und Theiß, 5 km von ersterer entfernt, 45 m höher liegt und 60 m höher steht als der Spiegel der Theiß. Beide Ströme sind somit Abzugskanäle dieses gewaltigen Grundwasserbeckens, von welchem sie teilweise gespeist werden.

Steigt der Spiegel des Flusses z. B. bis m , so kann sein Wasser wegen des steileren Gefälles des Grundwassers nicht weit landeinwärts vordringen und wird die vertikal schraffierten Dreiecke des Profiles ausfüllen. Durch diesen Rückstau wird das Grundwasser in seinem Ausflusse gehemmt und sein Spiegel muß steigen, jedoch nicht durch Speisung mittels Flußwassers, sondern durch den erfolgten Rückstau, durch den höher liegenden Ausfluß ins Flußwasser. Dieser Rückstau schreitet manchmal so langsam landeinwärts vor, daß entferntere

Fig. 13.



Brunnen erst zu steigen beginnen, wenn der Flußspiegel schon im Fallen begriffen ist. Durch das seitliche Abfließen bei Hochwasser wird dieses weniger gefährlich, da ein Teil desselben im nachbarlichen Schotterbecken zurückgehalten wird.

Grundwasser, welches von einem Flusse gespeist wird, zeigt auch, besonders im Winter, bedeutende Temperaturschwankungen, die allmählich flußseitwärts vordringen und manchmal bei größerer Entfernung erst nach ein oder zwei Monaten eintreten. Ein vom Flusse sehr weit entfernter, gut eingedeckter Brunnen zeigt bei 8 m tiefem Pegelstand nur allmählich verlaufende Schwankungen von etwa 1,5°; man benutzt ihn als Kontrollbrunnen.

Einem vom Flusse beeinflussten Brunnen entspräche eine Wassermenge Q von t Temperatur; in der Mischung seien Q_1 Grundwasser mit t_1^0 und Q_2 mit t_2^0 Flußwasser. Es ist daher

$$Q = Q_1 + Q_2 \quad \text{und} \quad Qt = Q_1 t_1 + Q_2 t_2,$$

$$Q_1 = \frac{Q(t - t_2)}{t_1 - t_2} \quad \text{und} \quad Q_2 = Q \frac{(t_1 - t)}{t_1 - t_2} \quad ^2).$$

¹⁾ Österr. Revue 1866. — ²⁾ K. Keilhack, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde, 2. Aufl., S. 235. Berlin 1917.

Da rechts vom Gleichheitszeichen beiderseits außer Q bekannte Werte vorhanden sind, so ist auch das Mischungsverhältnis des Grund- und Flußwassers

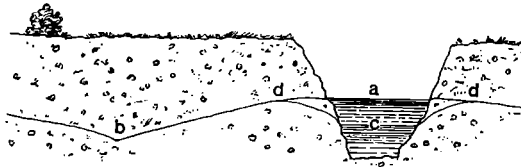
$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{\frac{t - t_2}{t_1 - t_2}}{\frac{t_1 - t}{t_1 - t_2}} = \frac{t - t_2}{t_2 - t}$$

bekannt.

Bei Flußregulierungen und Wehranlagen muß stets auch die Rückwirkung auf das Grundwasser beachtet werden.

Die bisherige Betrachtung setzt ein wasserdurchlässiges Flußbett voraus, wie dies manchmal der Fall ist; doch sind auch viele Fälle bekannt, daß infolge des Verschlämmens der Poren das Bett, soweit das Normalwasser reicht, wasserundurchlässig ist; doch bei Hochwasser findet ein seitlicher Wassererguß in das Grundwasser statt. Einen eigentümlichen Fall bietet der Vordernberger Bach bei Leoben, welcher, obschon er ein bedeutendes Gefälle hat, für Normalwasserstände undurchlässig ist. Dies wird damit erklärt, daß seit langem in Vordernberg in diesen Bach die schaumigen Hochofenschlacken gestürzt, durch

Fig. 14.



die Fortbewegung im Wasser zerrieben wurden und dadurch ein hydraulisches Material lieferten, mit welchem die Poren des Bachbettes gedichtet wurden. Die Spreesohle bei Berlin ist mittels einer 0,8 m dicken Schlammsschicht abgedichtet.

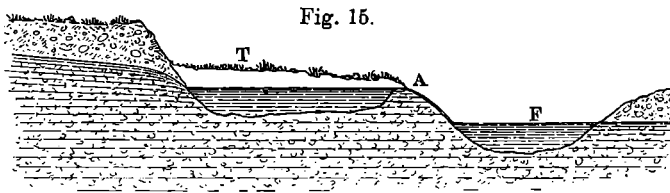
Ein Fluß kann dauernd das Grundwasser speisen, wenn dieses irgendwo einen tiefer gelegenen Abfluß hat. In diesem Falle wird der Wasserspiegel vom Flusse a (Fig. 14) weg landeinwärts auf eine gewisse Entfernung in einer leichten Wölbung abfallen, bis er bei b auf den eigentlichen Grundwasserspiegel kommt, der weiter landeinwärts ansteigt. Diese Knickstelle b ist für die Beurteilung der unterirdischen Wasserwirtschaft von besonderer Bedeutung. Sinkt der Flußspiegel nach c , so sinkt mit ihm auch der nachbarliche abfallende Wasserspiegel und es entsteht bei d ein zweiter Gefällebruch¹⁾. Am Ausgang des Neckartales bei Heidelberg liegt der Spiegel des Grundwassers 7 m unter jenem des Neckars²⁾. Das Hochwasser des Flusses beeinflußt das nachbarliche Grundwasser durch Trübung, Temperaturänderung,

¹⁾ O. Smreker, Das Grundwasser, seine Erscheinungsform usw. (Leipzig 1914), S. 19. — ²⁾ Deecke, Protokoll d. Versammlung d. Direktoren d. Deutschen geol. Landesanstalt, September 1909.

auch chemisch und bakteriologisch ungünstig und kann dasselbe hygienisch bedenklich machen.

Der Austritt des Grundwassers in den Fluß ist im letzteren nicht immer leicht zu erkennen; bei seichtem, sandigem Ufer verrät er sich stellenweise durch ein Aufwirbeln des Sandes oder ein Entweichen von Luftblasen. Ein kräftiger Austritt des Grundwassers bewirkt oft, daß der Fluß an dieser Stelle später oder nie zufriert. Ein sehr klares Beispiel einer solchen Speisung ist folgender Fall aus der Praxis. *F* ist der Fluß (Fig. 15), im vorliegenden Fall die Mur bei Leoben; an seinem Ufer wurde ein Teich *T* mit Erfolg ausgehoben, da man das Grundwasser dort nachgewiesen hatte. Bei *A* ist ein starker Abfluß des Teiches zum Flusse in einem Graben sichtbar, also ein offensichtlicher Beweis, daß das Grundwasser den Fluß speist. Den Zufluß des Grundwassers in den Teich kann man an der Oberfläche nicht direkt sehen, sondern er wird nur durch das Aufsteigen von Luftblasen am linken Teichrande verraten.

Wenn das Grundwasser in einen Fluß austritt, so wird beim Niederwasserstand des letzteren der ganze Strom des Grundwassers



sich ergießen, wenigstens in den meisten Fällen. Damit ist ein Behelf zur Ermittlung der Ergiebigkeit des Stromes gegeben. Man mißt die Wassermenge des Flusses an jener Stelle, wo er in das Grundwasserbecken eintritt, und dort, wo er es verläßt; die Zunahme der Wassermenge muß dem Grundwasserstrom zugerechnet werden, falls nicht innerhalb der beiden Meßstationen ein Bach od. dgl. zufließt. Ist dies der Fall, so wird dessen Wassermenge ermittelt und von jener des Stromes abgezogen. Diese Methode leidet jedoch oft an bedeutenden Messungsfehlern und daran, daß die innerhalb dieser Strecke verdunstete Wassermenge nicht berücksichtigt wird.

Zur kalten Winterszeit kann man öfter beobachten, daß Bäche, kleine Flüsse und Seen ausschließlich von Grundwasser gespeist werden.

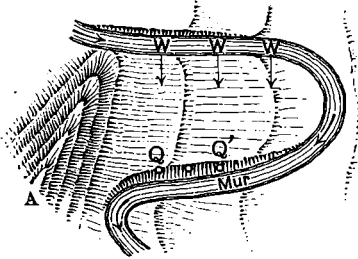
Flüsse und Bäche können jedoch auch das Grundwasser stetig speisen, wenn der Spiegel des letzteren durch einen konstanten mächtigeren Abfluß, der größer ist als der Zufluß durch das Sickerwasser, gesenkt wird. Zwei Fälle aus der Praxis sollen dies erläutern.

Der Fluß durchläuft mit ziemlich starkem Gefälle in einem schmalen Bogen eine relativ kleine Schotterebene (Fig. 16), welche sich an einen bewaldeten und bewiesten Bergrücken *A* anlehnt. Bei *Q* und *Q'* treten

Grundwasserquellen zutage, von welchen jene bei Q , weil tiefer gelegen, ergiebiger sind als die bei Q' . Diese stets fast gleich ergiebigen, reichen Quellen können, da die atmosphärischen Niederschläge verhältnismäßig klein sind, vorwiegend durch Versickerung des Flußwassers bei W erklärt werden.

Beim Orte Weißkirchen bei Judenburg (Steiermark) tritt ein Bach aus einem engen Tale in die breite Schotterebene der Mur. Der Bach versickert teilweise und trägt zur Speisung des Grundwassers bei. Ein

Fig. 16.



Müller hat sein Werk bedeutend vergrößert und bachabwärts verlegt, den Bach im Gerinne oberhalb von Weißkirchen abgefangen, und unterhalb des Ortes war der Unterwasserabfluß der Turbinen in die alte Bachstatt. In kurzer Zeit nach dem Anlassen dieser Neuanlage sank der Grundwasserspiegel in sämtlichen Hausbrunnen des Ortes. Der Müller leugnete seine Schuld, die jedoch überzeugend damit

nachgewiesen wurde, daß man im Bache durch mehrere Tage, wie vordem, das Wasser laufen ließ; die Brunnenpiegel stiegen, zuerst jene, welche dem Bache zunächst lagen, allmählich auch die entfernteren. In Weißkirchen speiste somit zweifelsohne der Bach das Grundwasser.

Auch an vielen anderen Orten kann man nachweisen, daß Wasserläufe, welche aus engen Tälern in eine Schotterebene treten, teilweise, seltener gänzlich versickern. Dies kann durch direkte Messung der Wassermenge ober- und unterhalb des Eintrittes in die Ebene, oder auch durch die Hydroisohypsen, welche später erläutert werden, bewiesen werden.

Das Grundwasser der Rheinebene in Baden, Hessen, Elsaß usw. ergießt sich in den Rhein.

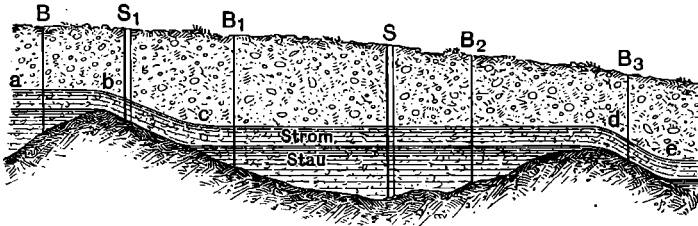
4. Die Gestalt des Grundwasserspiegels und dessen Gefälle.

Wie schon aus der allgemeinen Betrachtung über die Entstehung und die Ansammlung des Grundwassers gefolgert werden kann, stellt der Grundwasserspiegel eine gegen den Ausfluß, d. i. die Grundwasserquelle, geneigte Fläche dar. Daß dies keine mathematische Ebene sein kann, geht schon daraus hervor, daß die Fläche in der Nähe des Ausflusses aus naheliegenden hydrodynamischen Gründen stärker gebogen sein muß als im Großteil des Grundwasserspiegels. Überdies ist eine Schotterebene nicht durchweg gleich zusammengesetzt; stellenweise ist der Schotter locker, andernorts dichter gefügt, er besitzt Sandeinlagerungen von verschiedenem Korn und verschiedener Kohäsion, ja auch

Tonlager; die Feinsande heben den Spiegel wegen ihrer Kapillarität. Der Grundwasserstrom begegnet deshalb während seines Laufes verschiedenen Widerständen; sind diese geringer, so fließt das Wasser rascher durch, was sich durch ein kleineres Gefälle äußert. Umgekehrt ist bei einem größeren Widerstande das Gefälle größer. Aus diesem Grunde muß der Grundwasserspiegel einen unregelmäßig welligen Verlauf zeigen, der sich nur als Ganzes aufgefaßt einer Ebene nähert.

Auch die Unebenheiten des Untergrundes des wasserführenden Schotterbettes spiegeln sich in der Gestalt des Grundwasserspiegels wider, und zwar um so stärker, je näher der Untergrund zum Wasserspiegel gelangt. Die beistehende Skizze (Fig. 17) erläutert dies. Durch Brunnen S und S_1 und Bohrungen B , B_1 , B_2 , B_3 , welche bis auf den wasserdichten Boden A des Grundwassers reichen, kann man dessen Einfluß auf die Gestalt des Grundwasserspiegels und auf die Mächtigkeit des Grundwassers nachweisen. Bei B_2 und S_1 wurde nicht bloß eine geringe Mächtigkeit des Grundwassers, sondern auch dessen Steilgefälle

Fig. 17.



nachgewiesen, weshalb vorausgesetzt werden darf, daß hier in diesem Stromfall nur der Grundwasserstrom vorhanden ist, während die größeren Wassermächtigkeiten rechts und links von S_1 durch den Stau bedingt sind. Es geben also nur S_1 und B_3 Aufschluß über die stete Grundwassermenge, welche für eine Wasserversorgung wirklich zur Verfügung ist, weshalb hierher der Probebrunnen zu legen ist. Solche Stromfälle entsprechen in der Regel Verengungen der Schotterbecken; sie verdienen ganz besondere Berücksichtigung.

Ob sich auch Quellen, die am Boden des Grundwassers austreten, in dessen Spiegel bemerkbar machen, ist mir unbekannt.

Auch die lokalen Zuflüsse an den Gehängen, aus den obertägigen Wasserläufen, die Bedeckung der Oberfläche tragen dazu bei, daß der Grundwasserspiegel örtliche Erhöhungen, insbesondere am Beckenrände, zeigt. Genaue Messungen beweisen die Richtigkeit dieser allgemeinen Betrachtung.

Hydroisohypsen.

Dieser soeben erwähnte Beweis wird durch die Hydroisohypsen, kürzer, doch weniger richtig auch Hydrohypsen genannt, erbracht. Darunter versteht man Linien, welche jene Punkte des Grundwasser-

spiegels, die in gleicher Seehöhe liegen, verbinden. Ihre Ermittlung ist besonders bei der Versorgung größerer Orte mit Grundwasser notwendig; sie wurden das erstemal von A. Thiem gelegentlich der Wasserversorgung von Straßburg i. E. angewendet. Man pflegt hierbei die Hydroisohypsen in Höhendifferenzen von 0,1 m oder 0,2 m, bei steiler geneigtem Spiegel oder zur nur allgemeinen Orientierung von 0,5 oder 1 m zu legen.

Ihre Beurteilung ist ebenso wie die der Isohypsen (Höhenschichtlinien) des Taggeländes; je näher diese Linien liegen, desto steiler ist der Grundwasserspiegel.

Die Hydroisohypsen werden mittels eines Nivellements der Wasserspiegel in bereits vorhandenen Brunnen oder in zu diesem Zwecke hergestellten Norton-, Abessinier- oder Schlagbrunnen bestimmt. Der Nortonbrunnen ist eine Eisenröhre, welche unten in eine Spitze, die seitlich kleine Löcher und ein filtrierendes Drahtnetz hat, ausläuft und mittels eines Fallgewichtes in den Erdboden bis in das Grundwasser eingerammt wird. Das durch die Löcher an der Spitze eingedrungene Material (Humus, Sand, Lehm, Grus usw.) wird mittels eines Gezähes ausgeräumt.

Die vorhandenen und hergestellten Brunnen trachtet man in dem Schottergebiete, dessen Grundwasser man untersuchen will, ziemlich gleichmäßig zu verteilen.

Man verbindet mittels Nivellements die Tagkränze der Brunnen, wobei man von einem gut gewählten Fixpunkt ausgeht, welcher, wenn möglich, auf Normalnull bezogen wird, und lotet von diesen bis zum Grundwasserspiegel; dadurch ermittelt man die Höhendifferenz der einzelnen Brunnenspiegel I bis VII (Fig. 18). Das Loten kann entweder mittels Latten, einem beschwerten Meßband oder einer beschwerten Schnur geschehen, wobei man oft mit Vorteil mittels eines Spiegels das Tageslicht auf den Brunnenspiegel wirft. Die Stange taucht man langsam so tief, bis ihr Ende den Wasserspiegel berührt, was vorteilhafter ist, als sie einzutauchen und dann von der nassen Stelle ab zu messen, da in diesem Falle bei rasch folgenden Messungen die jeweilige Wassermarken nicht immer genau festzustellen ist. Dasselbe gilt auch für Meßband oder Schnur. Sehr vorteilhaft ist der Schälchenapparat, der an dem Meßband oder der Schnur in den Brunnen eingelassen wird. Er besteht aus einem Metallstab, der oben einen Haken hat und an welchem 0,5 bis 1 cm hohe Metallschälchen knapp übereinander stecken. Hat der Apparat das Wasser erreicht, so bemerkt man dies an der Wellenbildung und auch daran, daß der Zug am Meßband geringer wird. Man fördert den Apparat vorsichtig zu Tag und mißt vom obersten mit Wasser gefüllten Schälchen ab.

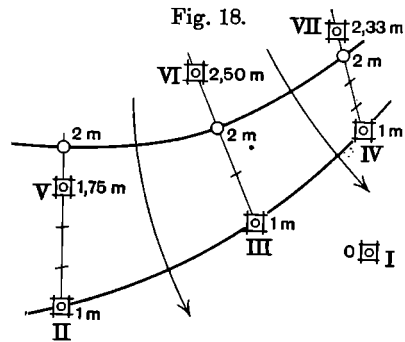
Die Messungen im Brunnen sollen zur Zeit des normalen Spiegelstandes vorgenommen werden, welcher gewöhnlich in der Nacht oder früh morgens vorhanden ist, da längere Zeit nicht gepumpt wurde.

Wenn möglich, bezieht man die einzelnen Höhenkoten auf N.N., was aus technischen Gründen manchen Vorteil bringt, da man die Stelle der Entnahme des Wassers mit jener des Verbrauches leicht kombinieren kann.

Da der Grundwasserspiegel schwankt, so wird zuerst das Nivellement der Brunnenkränze und dann erst die Senkelung bis zu den Wasserspiegeln ausgeführt; findet bei letzterer eine Unterbrechung statt, so wird man an einige bereits früher gemessene und am Tage der Fortsetzung des Nivellements neuerdings gemessene Spiegelstände „anknüpfen“, um die Spiegelschwankung auf diese Weise zu eliminieren, da es sich bei dieser Arbeit um relative Höhen handelt.

Wir nehmen den tiefsten Brunnen Spiegel I mit 0 m relativer Höhe an, die relativen Höhen der anderen Spiegel sind in Fig. 18 eingeschrieben. Die von II, III und IV liegen durchweg genau 1,00 m über I, folglich ist die Verbindungslinie derselben die 1 m-Hydrohypse.

Der Spiegel V ist um 0,75 m höher als jener von II; teilt man die Entfernung II und V in drei Teile, so entspricht jeder Teil 0,25 m Höhe; trägt man einen solchen Teil in der verlängerten Linie II—V auf, so erhält man einen Punkt mit der Relativhöhe 2,00 m ($1,75 + 0,25$). Der Spiegel VI liegt 1,50 m über III; teilt man die Linie III—VI in drei Teile, so entspricht jedem 0,5 m Höhe, folglich liegt der zweite Teilstrich 1 m über III, d. i. in 2,00 m Relativhöhe. Aus den Spiegeln IV und VII wird wie früher ebenfalls die relative Höhe 2,00 m bestimmt. Die Verbindung der drei gefundenen Punkte von 2,00 m Höhe gibt die 2 m-Isohypse.



Durch Verbindung von II und VI, III und V, III und VII, IV und VI erhält man nach der vorher befolgten Methode noch andere Punkte der 2 m-Isohypse.

Auf gleiche Weise werden aus anderen, und zwar möglichst vielen Spiegelhöhen die Hydrohypsens in eine Karte, meist von großem Maßstabe (1:1000 bis 1:5000), eingezeichnet. (Siehe auch Fig. 19, 27 und 28.)

Unter dem spezifischen Gefälle versteht man die Entfernung zweier um 1 m in der Höhenlage differierender Hydrohypsens der Karte. Es handelt sich also hier um die Horizontalprojektion der Entfernung und nicht um die wirkliche, welche auf der schiefen Fläche etwas größer ist als der Grundriß, welchen die Karten darstellen. Wie die Fig. 18 zeigt, ist dieses Gefälle innerhalb zweier Hydroisohypsens nicht durchweg gleich; so ist es bei II wesentlich größer als bei IV. Sind

viele solche Isohypsen, so findet man auch vielerlei spezifische Gefälle; diese Linien stehen in der Nähe des Grundwasserausflusses und dort, wo die Widerstände in der Bewegung größer sind, oder bei Stromfällen des Grundwassers näher.

Der Untergrund des Grundwasserbeckens bildet manchmal auch kleine bergartige Erhöhungen, wie z. B. nach A. Thiem in München, an welchen dann ein Anstauen des Spiegels erfolgt.

Die spezifischen Gefälle sind fast immer an den Rändern des Grundwasserstromes kleiner als in der Mitte. In weitgedehnten Ebenen pflegen sie meist sehr groß zu sein. In Leitendorf bei Leoben ist 800 m vom Fuße der Berge und vom Rande der Schotterebene das spezifische Gefälle 300 m (zwischen 277 und 323 m schwankend), in der Donauebene Oberösterreichs bei Wels 393,6 m (288,0 bis 532,8 m), hiervon etwa 20 km unterhalb bei Linz 400 m, bei Diefenhofen (Oberbayern) 365 m und von hier bis Aschheim bei München 307 m, bei Leipzig 222, im Siebentischwald bei Augsburg 333 (im dicht geschichteten Kies mit Sand), im Maintal bei Aschaffenburg 700, im Frankfurter Stadtwald 500, am Müggelsee bei Berlin trotz des Flachgeländes 300, nordöstlich von Mannheim (Baden) 1350 m, bei Straßburg 1666 und Königsberg i. Pr. 1700 m. In Paris ist das spezifische Gefälle gegen die Seine 1000, doch in deren unmittelbarer Nähe nur 100, da sich hier das Grundwasser in die Seine ergießt.

Die Wasserentnahme zur Versorgung von Ortschaften soll dort erfolgen, wo das spezifische Gefälle klein ist, ein Prinzip, nach welchem der ausgezeichnete deutsche Hydrotechniker A. Thiem die besten Erfolge hatte. Ist dieses geringe spezifische Gefälle durch einen Stromfall mit parallelem Untergrund bedingt, so wird man es hier vorwiegend nur mit dem Grundwasserstrom zu tun haben, wodurch man sich vor Mißerfolgen sichern kann; man legt deshalb auch den Probebrunnen stets an eine solche Stelle.

Im allgemeinen zeigt der Verlauf der Hydroisohypsen Ähnlichkeit mit dem der Geoisohypsen, mit den Höhenschichtenlinien des Geländes, in welchem sich das Grundwasser bewegt, obschon die Gestalt seines Spiegels vielmehr von jener seines wasserdichten Untergrundes beeinflusst wird; doch diese wirkt in der Regel auf die Gestalt des Geländes zurück. Speist das Grundwasser einen Fluß, so sind die Hydrohypsen flußaufwärts, bei umgekehrter Speisung flußabwärts gerichtet; wenn im ersteren Falle infolge plötzlichen Steigens das Flußwasser in das Grundwasser eindringt, so werden die flußaufwärts gerichteten Isohypsen des Grundwassers in der Nähe des Flusses rasch flußabwärts umgebogen. Dies behandelte eingehender G. Thiem¹⁾. Wird das Grundwasser auch vom Gehänge gespeist, so liegen die Hydroisohypsen in dessen Nähe enger.

¹⁾ Hydrolog. Methoden (Leipzig 1906), S. 28.

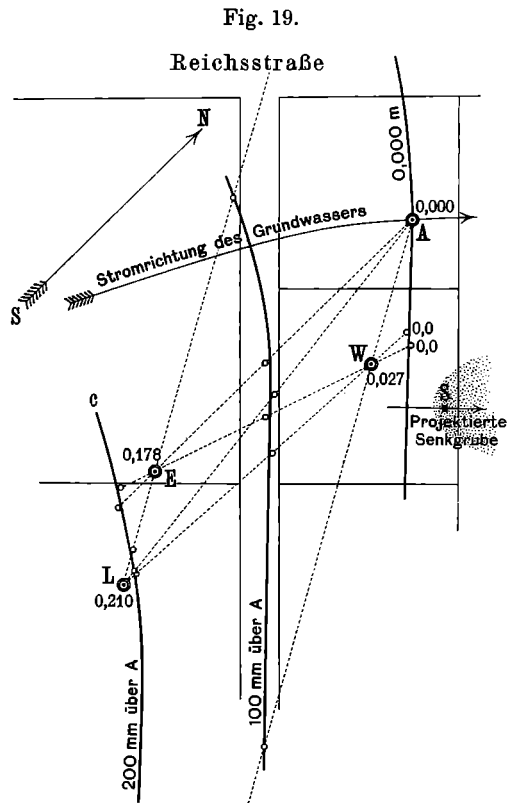
Es sei hier auch bemerkt, daß A. Thiem für ein eisenhaltiges Grundwasser auf Grund der Analysen Linien gleichen Eisengehaltes, Isosideren, zog; ebenso kann man für chlorhaltiges Grundwasser, z. B. in der Nähe eines salzführenden Gebietes, Linien gleichen Chlorgehaltes, Isochlorinen, oder auch Linien gleicher Wasserhärte, Isoskleren, entwerfen, welche einerseits auf die Herkunft dieser unliebsamen Beimengungen verweisen, anderseits praktisch bei der Wahl der Entnahmestelle des Grundwassers von großem Nutzen sein können.

5. Bewegungsrichtung des Grundwasserstromes.

Die Bestimmung der Stromrichtung hat theoretisches und hohes praktisches Interesse. Man hat hierzu verschiedene Methoden angewendet, und zwar:

1. Mittels Hydroisohypsen. Ebenso wie am Tage das Wasser nach dem Gefälle, das zu den Höhenschichtenlinien normal steht, abfließt, ebenso ist auch die Stromrichtung nach dem spezifischen Gefälle, also normal zu den Hydroisohypsen. In Fig. 18 ist die Stromrichtung durch Pfeile markiert. Ist der Grundwasserspiegel mittels Isohypsen festgelegt, so kann man den Lauf eines Wassertropfens, ebenso seine Herkunft auf weite Entfernung genau verfolgen. Diese geodätische Methode wird auch durchweg bei der Versorgung der Städte mit Grundwasser angewendet, empfiehlt sich jedoch auch zur Entscheidung kleinerer Fragen.

Sehr häufig handelt es sich darum, eine Stromrichtung zu ermitteln, welche entweder sehr gutes oder schlechtes Wasser führt. So z. B. waren bei den Villen *A*, *W*, *E* und *L* (Fig. 19) Brunnen, mittels welcher die Hydrohypsen bestimmt wurden. *W* wollte eine Senkgrube anlegen, doch war zu befürchten, daß dadurch das Wasser des Brunnens *A* bedenklich infiziert werden könnte, was eintreten würde, wenn *A* tiefer



in der Stromrichtung von W und in dessen Nähe gelegen wäre. Die Senkgrube wurde nach S gegeben, die Stromrichtung **dasselbst** führt weit ab von A , so daß auch keine Gefahr ist, daß die Infektionsstoffe von S durch Diffusion den Brunnen A erreichen.

Der Brunnen der Eisenbahnstation Wolfsberg (Kärnten), welcher zur Speisung der Lokomotiven diente, führte ein ungewöhnlich hartes Wasser, das bedeutend härter war, als das der Brunnen im nachbarlichen unteren Stadtteile. Mittels der geodätischen Methode wurde die Stromrichtung bestimmt, welche beim Bahnbrunnen aufwärts auf eine kleine Mulde verwies, in welcher die Asche von Schwefelkies führender Kohle abgelagert wurde. Der Regen und das Schmelzwasser des Schnees extrahierten aus dieser Halde die Sulfate, insbesondere Gips, und speisten das Grundwasser. Man legte den Bahnbrunnen abseits von dieser Stromrichtung, und die früheren großen Schwierigkeiten wegen der starken Kesselsteinbildung in den Lokomotiven waren behoben.

In ähnlicher Weise wird auch die Wahl des oder der Brunnen für die Wasserversorgung der Städte von der Stromrichtung beeinflusst. Man hat sich vorläufig für den Punkt der Brunnenanlage entschieden. Man verfolgt dann die Stromrichtung von hier nach aufwärts, um festzustellen, daß in diesem Strich keine Infektion, z. B. durch in die Erde einziehende Abfälle in Gehöften, Dörfern, Fabriken u. dgl., stattfindet. Das Ergebnis der chemisch-bakteriologischen Untersuchung des Wassers des Versuchsbrunnens läßt nur die augenblickliche Güte des Wassers beurteilen, die Prüfung der Stromrichtung gestattet auch einen Blick in weitere Möglichkeiten und kann auch für die spätere Verbauung des Terrains bestimmend sein.

Die Legung eines Schutzgebietes für derartige Brunnen, welche später besprochen werden wird, geschieht auf Grund der Isohypsen; hierbei ist ganz besonders die Stromrichtung zu beachten, da innerhalb derselben, insbesondere nach aufwärts, innerhalb einer zu bestimmenden Entfernung keine Entnahme des Wassers oder ungünstige Beeinflussung seiner Qualität stattfinden darf.

Auch bei dem auf S. 80 von Weißkirchen gegebenen Beispiele wurden die Hydroisohypsen verwendet, welche beim Füllen des Baches mit Wasser annähernd parallel zu seinen Ufern gegen die Ortschaft vorschritten.

2. Die Salzungsmethode. In einen höher gelegenen Probebrunnen wird konzentrierte Kochsalzlösung (150 bis 200 kg Salz) geschüttet. Das Wasser der übrigen Brunnen wird entweder nur mittels des Geschmacks oder chemisch auf den Salzgehalt untersucht und die Zeit notiert, wann der Salzgehalt in den einzelnen Brunnen am meisten wahrnehmbar ist. Unter Berücksichtigung derselben und der Entfernungen vom Probebrunnen ist es möglich, die dem Probebrunnen entsprechende Stromrichtung annähernd richtig zu bestimmen.

A. Zuegler wendete, um die Möglichkeit der Typhusinfektion in Schütz nachzuweisen, Lithiumchlorid an, das sich im Boden in immer noch lösliches Lithiumcarbonat verwandelte. Lithium gibt eine sehr scharfe spektroskopische Reaktion und war vordem im Grundwasser nicht vorhanden. Auch andernorts; wo, wie z. B. im Triester Karst, die Färbungsmethode versagte, wurde die Lithiummethode mit bestem Erfolge angewendet. 0,43 mg Chlorthium in 1 m³ Wasser lassen sich spektroskopisch noch sicher nachweisen.

3. Die Färbungsmethode. In den Probebrunnen wird eine größere Menge konzentrierter Lösung eines Farbstoffes eingetragen, welche jedoch der menschlichen Gesundheit auch im verdünnten Zustande nicht gefährlich sein darf. Man wählt hierfür Fluorescein oder Uranin¹⁾, welche dem Wasser im verdünnten Zustande einen eigentümlichen Schiller verleihen. Das Wasser der nachbarlichen Brunnen wird beobachtet, die Zeit des Auftretens des Schillers notiert und mittels dieser unter Berücksichtigung der Entfernungen der Brunnen vom Probebrunnen die Stromrichtung des Probebrunnens annähernd richtig beurteilt. Beobachtet man das Wasser in einem hohen Zylinder aus farblosem Glas, der auf eine weiße Unterlage gestellt wird, so kann man die eintretende Färbung deutlicher wahrnehmen, wenn man in der Richtung der Zylinderachse blickt. Uranin wird jetzt als Farbstoff sehr häufig angewendet, da es das intensivste Färbvermögen besitzt; 1 g Uranin bringt noch in 100 m³ Wasser eine bei Tageslicht deutlich erkennbare Färbung hervor. Die Beobachtung mit dem Fluoroskop ist noch schärfer. Da die unterirdischen Wasserläufe sehr häufig eine geringe Geschwindigkeit haben, so ist bei der Salzungs- und Färbemethode oft eine langandauernde Beobachtung notwendig. Der französische Höhlenforscher E. A. Martel²⁾ berechnet die notwendige Menge Fluorescein in Kilogrammen nach der Formel = ad , in welcher d der unterirdische Wasserweg in Kilometern und a die Wassermenge des Ausflusses in Kubikmeter-Sekunden ist. Die Reaktion ist noch mit freiem Auge sichtbar.

Daß die Salzungs- und Färbungsmethode an Genauigkeit weit hinter der geodätischen Methode zurückstehen, ist einleuchtend; überdies geben die ersteren nur Aufklärung über die Stromrichtung im

¹⁾ Diese basischen organischen Farbstoffe werden zu verschiedenen hydrologischen Zwecken verwendet, um einen Wasserlauf zu verfolgen. Sie geben jedoch dann negative Resultate, wenn das gefärbte Wasser mit saurem Boden, Ton oder mit organischen Körpern, wie z. B. Holz u. dgl., zusammen kommt, da diese den Farbstoff zersetzen oder absorbieren. Auch Schwefelsäure, welche durch die Zersetzung der Sulfide, wie z. B. Schwefelkies, frei wird, sowie auch andere Säuren zerstören die organischen Farbstoffe, was A. Trillat 1899 nachwies. Aus diesen Gründen ist im Kohlenbergbau, in Höhlen, welche oft viel eingeschwemmtes Holz und viel Schlamm führen, diese Methode nicht anwendbar; trotzdem bediente man sich derselben in den genannten Fällen wiederholt und kam dadurch zu irrigem Schlüssen; man müßte in manchen Fällen saure Farbstoffe anwenden (Höfer-Cornu). — ²⁾ Compt. rend. 157, 1102. Paris 1913.

Probebrunnen, während die geodätische Methode für jeden Teil des Grundwassers die Stromrichtung genau bestimmen läßt.

4. Mittels Schwimmer. Es kommt vor, daß man die Stromrichtung für einen Brunnen zu bestimmen hat, welcher im weiten Umkreis der einzige ist. Schlagbrunnen sind nicht zur Verfügung, oder ihre Beschaffung würde eine zu lange Zeit oder nicht gedeckte Kosten erheischen. Man behilft sich in einem solchen Falle mit schwimmenden Körpern, z. B. Korkpfropfen, Papierstückchen u. dgl., welche man in die Mitte des Spiegels des Brunnens legt; dieser wird vorsichtig und gut bedeckt, so daß keine Luftströmung den Schwimmer beeinflussen kann.

Durch ein Guckloch im Brunnendeckel, durch welches man mittels eines Spiegels Licht auf den Brunnenspiegel wirft, beobachtet man die Bewegungsrichtung des Schwimmers. Kommt dieser an die Brunnenwand, so wird die Bewegungsrichtung markiert und dieser Versuch wiederholt, der Schwimmer jedoch nicht in die Mitte des Brunnens eingesetzt, sondern an der Wand, an welcher das Wasser in den Brunnen eintritt, was nach dem ersten Versuch leicht bestimmt werden kann. Die Vertikalprojektion dieser Eintragstelle wird am Brunnendeckel markiert, ebenso jener Punkt, den der Schwimmer nach Verquerung des Spiegels an der anderen Brunnenwand erreicht. Dadurch ist die Stromrichtung auch über Tage festgelegt und kann mittels einer Visur in der Richtung der Verbindung der beiden Punkte oder mittels Kompaß kartographisch brauchbar gemacht werden.

5. Im allgemeinen kann angenommen werden, daß die Richtung des Grundwasserstromes der Neigung des Tagterrains entspricht. Diese Erfahrung ist für manche praktische Fälle ausreichend. So z. B. wurde bei einem Kohlenbergwerk ein Brunnen, welcher vorwiegend zur Speisung der Dampfkessel diente, aus verschiedenen Gründen unterhalb der Schachthalde angelegt, aus welcher die Niederschläge Salze extrahierten, welche das Wasser sehr hart, also für den Dampfbetrieb schlecht machten. Dies wäre vermieden worden, wenn man den Brunnen oberhalb des Schachtes in entsprechender Entfernung angelegt hätte.

6. Die Flutmethode. Der Grundwasserspiegel schwankt in großen Wellen, worüber später abgehandelt wird. Beobachtet man in vielen Brunnen diese Schwankungen und deren Zeiten, so wird man Maxima und Minima bestimmen können. Die Erhöhung des Grundwasserspiegels schreitet als Wellenberg vorwärts, hinter welchem nach geraumer Zeit das Wellental folgt. Verbindet man die Brunnen, welche gleichzeitig den Berg oder das Tal der Welle zeigen, mittels Linien, so muß die Stromrichtung hierzu senkrecht gerichtet sein.

Mittels der Hydroisohypsen und der Flutmethode können in einem Grundwasserbecken auch mehrere Strömungen bzw. Zuflüsse nachgewiesen werden.

Salze und Färbemittel werden auch für anderes Bodenwasser, z. B. für Quellläufe, zum Nachweise eines gemeinsamen Sickergebietes u. dgl. verwendet; so hat A. Knopp schon 1877 mittels Kochsalz nachgewiesen, daß das in Württemberg versickernde Donauwasser in Baden als Aachquelle wieder zum Vorschein kommt. Auch riechende Stoffe sowie leicht schwimmende Gegenstände, wie Häcksel, Spreu, Sägemehl, hat man für solche Zwecke verwendet, letztere dort, wo keine engen Quellwege vorausgesetzt werden.

6. Geschwindigkeit des Grundwasserstromes.

Dieselbe hängt zunächst von der Gestalt des wasserdichten Untergrundes, ferner von der Zusammensetzung des Wasserträgers, somit vom spezifischen Gefälle ab; da diese Einflüsse in ein und demselben Grundwasserbecken sehr veränderlich sind, so müssen mehrere sachgemäß angeordnete Bestimmungen vorgenommen und unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse des jeweiligen Wasserträgers interpretiert werden.

Die Geschwindigkeit kann nach verschiedenen Methoden bestimmt werden, und zwar mittels:

1. Der Flutmethode. Wie kurz zuvor erläutert wurde, bewegt sich das Grundwasser in langgezogenen Wellen nach abwärts. Hat man die Brunnen, welche gleichzeitig den Wellenberg oder das Wellental erhalten, mit Linien verbunden, so wird später eine tiefer gelegene Brunnenreihe auch die Welle bekommen. Die Entfernung dieser beiden Brunnenreihen, geteilt durch die Zeit, welche der Berg oder das Tal der Welle von einer Reihe zur anderen benötigten, ist die Geschwindigkeit des Grundwasserstromes.

2. Die Salzungsmethode A. Thiems¹⁾. Mit Hilfe der Hydrohysen werden zwei Brunnen gesucht, welche möglichst genau in demselben Stromstrich und höchstens 50 m auseinander liegen; ist dies nicht der Fall, so muß ein Nortonbrunnen od. dgl., dieser Forderung entsprechend, geschlagen werden. In den oberen Brunnen wird eine konzentrierte Kochsalzlösung (150 bis 200 kg Salz) eingegossen und die Zeit notiert. Würde das Wasser ruhig stehen, so würde sich die Lösung wegen der Diffusion in immer weiteren Kreisen verbreiten; da jedoch das Grundwasser sich bewegt, so werden diese Kreise nach abwärts getragen, in der Stromrichtung verlängert werden, bis endlich der äußerste Kreis bei den unteren Brunnen eintrifft. Mittels Silbernitrat wird hier der Chlorgehalt in den zutage geförderten Wasserproben anfänglich in halb-, dann viertelstündigen und schließlich noch kürzeren, gleichlangen Pausen titrimetrisch bestimmt, bis der höchste Chlorgehalt nachgewiesen ist. Die Zeit dieses Eintreffens, wie auch jene des Eingusses

¹⁾ Zeitschr. Ver. Deutsch. Ing. 1887, S. 1133.

der Salzlösung im oberen Brunnen wird notiert; die Differenz t der beiden Zeiten war notwendig, um den Weg s , d. i. die Entfernung der beiden Brunnen, zurückzulegen. Die Geschwindigkeit des Grundwasserstromes ist somit $c = \frac{s}{t}$. Gewöhnlich wird die Geschwindigkeit in der Stunde oder im Tage angegeben, weshalb t in dasselbe Zeitmaß umzurechnen ist. Ist im Wasserträger die Durchlässigkeit sehr verschieden, so können mehrere Maxima hintereinander auftreten, weshalb die Beobachtung länger fortgesetzt werden muß; welches Maximum in diesem Falle in Rechnung gesetzt werden soll, kann nur ein sehr erfahrener Hydrologe mit einiger Sicherheit entscheiden. Dies gilt auch für die nächste Methode.

Um ganz genaue Resultate zu erhalten, muß der wirkliche Weg s' in Rechnung gesetzt werden, da die Karte nur die Horizontalprojektion s desselben angibt. Von den beiden Versuchsbrunnen kann man mittels der Isohypsen die Höhendifferenz b des Grundwasserspiegels bestimmen. Der wirkliche Weg s' ist somit $s' = \sqrt{s^2 + b^2}$. Da jedoch der Grundwasserspiegel meist sehr flach liegt, so ist s' nahezu gleich s .

3. Die elektrische Methode von Slichter¹⁾ stammt aus Nordamerika. Man schlägt in der genau ermittelten Stromrichtung zwei Nortonrohre, die stark durchlöchert sind und 1,5 bis 2 Zoll (3,1 bis 5 cm) Durchmesser haben. Die Entfernung der beiden Brunnen hängt von ihrer Tiefe ab; ist diese bis 10 m, so ist jene 1,25 m, bis 25 m 2 m und darüber 3 m. In dem Brunnen mit dem höheren Grundwasserspiegel wird eine Lösung eines elektrolytisch stark wirkenden Salzes von geringem Diffusionsvermögen, z. B. Chlorammonium (Salmiak) eingegossen; in sehr tiefen Brunnen wird der Salmiak in körniger Form in einen oder mehreren etwa 75 cm hohen Messingdrahtzylindern mit je 0,9 kg in das Grundwasser gebracht und die genaue Zeit dieser Einführung notiert.

Im unteren Brunnen wird als Elektrode ein 1 cm starker und etwa 1,5 m langer Messingstab, gegen die Rohrwand mittels Gummi- und Holzspulen J (Fig. 20) isoliert, bis zum Rohrfilter eingeführt und oben mittels eines gummiumwickelten Kupferdrahtes leitend verbunden, der zum Amperemeter A führt. In diesem Falle ist die Rohrwand des unteren Brunnens die andere Elektrode, die ebenfalls mit dem Amperemeter leitend verbunden ist. Auch beide Brunnenrohre können als Elektroden benutzt werden, wie dies Fig. 20 zeigt und was sich bestens empfiehlt. Beide Rohre müssen gelocht oder geschlitzt sein, soweit sie im Grundwasser stehen, damit dieses überall frei ein- und austreten kann.

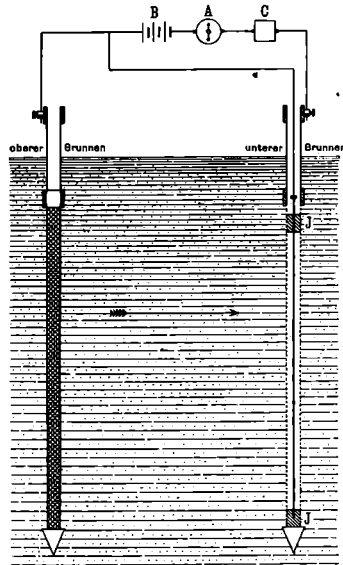
Schon zu Beginn des Versuches zeigt das Amperemeter einen sehr schwachen Strom an, dessen Stärke stundenlang fast konstant ist oder nur wenig zunimmt, denn das Grundwasser ist wenig leitungsfähig;

¹⁾ Water supply papers, U. S. geol. Survey 140, 16, 1905; 67, 48, 1902.

plötzlich steigt die Kurve (Fig. 21) beim Eintreffen der ersten Spuren der Salmiaklösung an, bis sie rasch den Höchstwert erreicht und allmählich sinkt. Der steil aufsteigende Ast der Kurve zeigt schwach markiert einen Wendepunkt *W*, von welchem ab die Linie weniger steil ansteigt; die diesem Punkte entsprechende Zeit ist nach Slichter entscheidend für das Eintreffen des Elektrolyts bei den Elektroden; wird von ihr die Zeit des Einbringens des Salmiaks abgezogen, so erhält man die Zeit *t*, welche zum Durchwandern des Weges *s*, der Entfernung der beiden Brunnen, brauchte. Die Geschwindigkeit $c = \frac{s}{t}$. Slichters Methode hat den Vorteil, daß sie das Gleichgewicht im Grundwasser nicht stört, da sie kein Probewasser schöpft.

Ist die Stromrichtung nicht genau bekannt, so werden in der vermuteten Richtung drei Brunnen in gleicher Entfernung vom oberen Brunnen geschlagen, doch jene drei voneinander nur in der halben Entfernung vom oberen Brunnen; in jedem wird nach der vorher beschriebenen Methode die Geschwindigkeit bestimmt. Durch den Vergleich der erhaltenen drei Werte wird der richtige interpoliert.

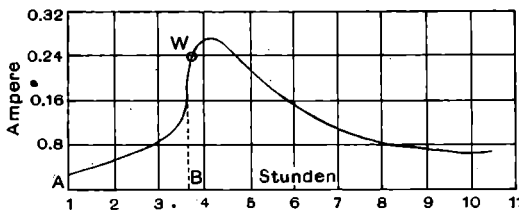
Fig. 20.



Elektrische Methode nach Ch. S. Slichter.

A = Amperemeter, *B* = Trockenbatterie, *C* = Kommutatoruhr, *J* = Isolierungen.

Fig. 21.



Slichters und Thiems Methoden sind nach meinem Dafürhalten auch geeignet, die Mächtigkeit des Grundwasserstroms zu bestimmen, da im Stau nur die geringere Diffusionsgeschwindigkeit gemessen wird.

Ein namhafter Hydrotechniker hat diese beiden Methoden zur Bestimmung der Grundwassergeschwindigkeit als unbrauchbar erklärt und dies in einem Beispiel sehr einleuchtend nachgewiesen, während die beiden Erfinder sie in ihrer reichen Praxis mit Erfolg anwendeten.

Der Gegner wies auch auf die Ungleichförmigkeit in der Zusammensetzung des Wasserträgers hin, in welchem sich bevorzugte Wege geringeren Widerstandes vorhanden sein können. Ob diese vorhanden sind oder nicht, können nur Kontrollversuche entscheiden, worauf die örtliche Brauchbarkeit dieser Methoden zu beurteilen ist.

Die Geschwindigkeit des Grundwasserstroms kann auch mit Hilfe von Pumpversuchen berechnet werden, wie dies später erläutert werden wird.

Die bisher ermittelten Geschwindigkeiten des Grundwasserstroms sind klein. Die tägliche Geschwindigkeit ist meist nur 3 bis 5 m, A. Thiem fand sie in den feinen Sanden von Stralsund bei 50 m spezifischem Gefälle mit 3,5 bis 4 m, Slichter in Long Island mit 1,67 m, H. Wolff im Schotter und Sand bei St. Francis (Kansas) mit 5,182 m. Die amerikanischen Ingenieure nehmen sie für Sande im Mittel mit 4,47 m an. Diese geringe Geschwindigkeit wirkt im Grundwasserhaushalt ausgleichend, wodurch rasche Schwankungen in der Er giebigkeit der Grundwasserquellen hintangehalten werden.

Die Geschwindigkeit hängt ab von dem Gefälle und den Bewegungswiderständen, welche einem für jedes Material zu bestimmenden Koeffizienten, dem Durchlaßkoeffizienten, entsprechen, dessen Bestimmung später (S. 102) besprochen werden wird.

7. Schwankungen des Grundwasserspiegels.

Abgesehen von den lokalen und zeitlichen Schwankungen des Spiegels in den Brunnen durch Schöpfen und Pumpen, die sich gewöhnlich während der Ruhe, z. B. nachts, wieder ausgleichen, kann man in jedem Grundwasser je nach der Art und Intensität seiner Speisung und Verdunstung ein Heben und Senken des Spiegels beobachten. Die Schwankungen des Grundwasserspiegels hängen, wie dies Pettenkofer, Soyka¹⁾, Ebermayer u. a. für viele Fälle aus Österreich und Deutschland nachwiesen, vorwiegend von der Niederschlagsmenge ab; doch werden sie auch von dem Feuchtigkeitsgrad der Luft beeinflusst; ist diese nicht ganz mit Wasserdampf gesättigt, so ist ein Sättigungsdefizit vorhanden; je größer dasselbe ist, desto größer ist die Verdunstung, und zwar nicht bloß an der Erdoberfläche, sondern auch im Boden. Der Grundwasserspiegel wird deshalb am meisten steigen, je größer der Niederschlag und je kleiner das Sättigungsdefizit ist, wie dies bei einem lange anhaltenden, wenn auch nicht intensiven Regen der Fall ist. Da die Temperatur das Sättigungsdefizit beeinflusst, so ist sie indirekt auch für die Spiegelschwankung von Bedeutung. Der in Mitteleuropa ungewöhnlich trockene Sommer 1911 hat die Spiegel des Grundwassers, insbesondere jenes, welches nur von atmosphärischen Niederschlägen

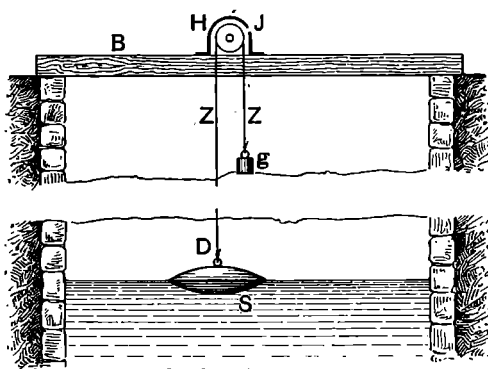
¹⁾ Schwankungen des Grundwassers. Wien 1888.

gespeist wird, ganz bedeutend gesenkt, ja derart, daß im mittleren Norddeutschland¹⁾ im Sommer 1912 der normale Spiegelstand noch nicht erreicht war.

Die Schwankungen des Grundwassers sind auch von der Tiefenlage seines Spiegels abhängig; denn in einer Trockenperiode wird die Verdunstung um so reichlicher sein, je seichter das Grundwasser liegt. King und R. Martini wollen auch einen Einfluß des Luftdruckes gefunden haben, was jedoch weiterer Bestätigung bedarf.

Der Grundwasserspiegel unterliegt steten Schwankungen; aus den täglichen Beobachtungen, welche zur selben bestgewählten Stunde erfolgen, berechnet man das Monatsmittel und hieraus das Jahresmittel. Aus dem Vergleich der korrespondierenden Mittelwerte

Fig. 22.



ersieht man die Schwankungen des Spiegelstandes; erstrecken sich dieselben auf eine längere Reihe von Jahren, so spricht man von säkularen Schwankungen.

Die Spiegelschwankung wird im Brunnen festgestellt mittels Latte, Meßband oder beschwerter Schnur, welche zum Messen der Brunnen-tiefe bis zum Wasserspiegel verwendet werden (s. S. 82). Dabei ist eine Tagesstunde zu wählen, zu welcher der Spiegel seinen normalen Stand hat, d. h. durch Schöpfen noch nicht erniedrigt ist; gewöhnlich ist dies am frühen Morgen der Fall.

Zum konstanten Beobachten empfiehlt es sich, Schwimmapparate anzuwenden. Eine sehr praktische Einrichtung ist folgende. Am Wasser-spiegel inmitten des Brunnens, aus welchem kein Wasser entnommen werden soll, ist ein schwimmender Körper S (Fig. 22), z. B. eine Blech-dose, an welcher eine Schnur oder besser ein Draht D befestigt ist, und welche oben ein Zentimeterband Z trägt. Am Brunnendeckel B ist dieses Band über eine Rolle gelegt und trägt am anderen Ende ein Gegen-

¹⁾ K. Keilhack, Zeitschr. f. prakt. Geol. 21, 291, 1913.

gewicht g , welches die Spannung der Schnur oder des Drahtes und des Meßbandes besorgt. Über der Rolle ist zu deren Schutz fest ein Blechgehäuse H angebracht, das einen queren Ausschnitt und an dessen Rand einen gut markierten Strich (Index) J hat. Wohin dieser an das Zentimeterband weist, diese Zahl wird bei den täglichen zur gleichen Stunde erfolgten Ablesungen notiert. Durch das Steigen des Wasserspiegels wird der Schwimmer gehoben, das Gegengewicht zieht das Zentimeterband herab, und der Index wird auf einen anderen Teilstrich des Bandes weisen. Eine gute Ölung der Rollenzapfen darf nicht übersehen werden.

Man kann auch auf dem Schwimmer direkt einen steifen leichten Maßstab befestigen, welcher, soweit dies nötig, oben in Zentimeter geteilt ist, an welchem man an einem fixen Zeiger den jeweiligen Spiegelstand abliest. Dies empfiehlt sich bei den Standröhren, wie sie in Berlin in ausgedehnter Anwendung sind; es sind dies gußeiserne Röhren von 21 cm lichtem Durchmesser, die etwa 1 m unter den tiefsten Grundwasserspiegel eingetrieben sind. Der Schwimmer ist ellipsoidisch gestaltet, mit der großen Achse vertikal gestellt.

Es gibt noch mehrere andere, darunter recht sinnreiche Konstruktionen; die beiden beschriebenen reichen jedoch in den meisten Fällen aus.

Infolge der Spiegelschwankungen kann sich auch die chemische Zusammensetzung des Wassers ändern.

Regelmäßig wiederkehrende Grundwasserschwankungen wurden bereits besprochen.

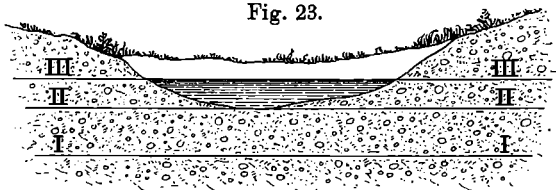
Die Beobachtung der Spiegelschwankungen in Brunnen, welche in Benutzung sind, gibt keine genauen Resultate, selbst wenn sie zu einer Zeit, z. B. nachts, erfolgt, in welcher das Schöpfen des Wassers schon länger eingestellt war. Wäre die tägliche Wasserentnahme eine konstante Größe, so wären die beobachteten Spiegelstände wenigstens von individuellem Wert; dies ist jedoch in der Regel nicht der Fall, weil im Sommer die Wasserentnahme bedeutend größer ist als im Winter. Da die Wasserbeanspruchung der verschiedenen Brunnen zur gleichen Zeit sehr verschieden ist, so sind die einzelnen individuellen Werte auch zum Vergleich wenig geeignet. Wissenschaftlich einwandfreie Werte kann man nur erhalten in Brunnen oder Proberöhren, in welchen keine künstliche Beeinflussung des Spiegelstandes des Grundwassers erfolgt; dies ist jedoch häufig wegen der Kosten nicht möglich, weshalb man bei den Messungen in vorhandenen benutzten Brunnen zu trachten hat, durch die bestgewählte Zeit die Fehlerquelle auf das geringste Maß herabzusetzen.

Die Schwankungen des Grundwassers sind im Laufe eines Jahres an manchen Orten bedeutend und noch bedeutender, wenn man eine lange Zeitperiode in Betracht zieht. Sie betragen bei uns häufig im

Jahre nahezu einen, seltener mehrere Meter, was bei den Vorarbeiten zur Wasserversorgung ganz besonders zu berücksichtigen ist, da denselben der niederste Spiegelstand zugrunde gelegt werden muß, widrigenfalls die definitive Wasserversorgung zeitweise nicht ausreichend sein wird. In Berlin schwankt der Spiegel um 0,58 m, in München um 0,268 m. Dort wird der Höchststand im April, hier im Juli erreicht, der Niedrigststand im Oktober bzw. November. Die Grundwasserschwankung steigt mit der Durchlässigkeit des Wasserträgers und mit der seichteren Lage des Spiegels; denn je seichter der Wasserspiegel liegt, desto rascher wird das Infiltrationswasser denselben erreichen und heben, andererseits ist die Verdunstung größer. Der Grundwasserspiegel kann in einer Vertiefung des Geländes zutage treten und bildet dann einen Grundwassersee; solche finden sich in den Glazialgebieten Norddeutschlands häufiger. Er kann auch die Bildung von Hochmooren bedingen.

Das Schwanken des Grundwasserspiegels erklärt ungezwungen einige Erscheinungen, welche den Laien sehr befremden. So z. B. kann

Fig. 23.



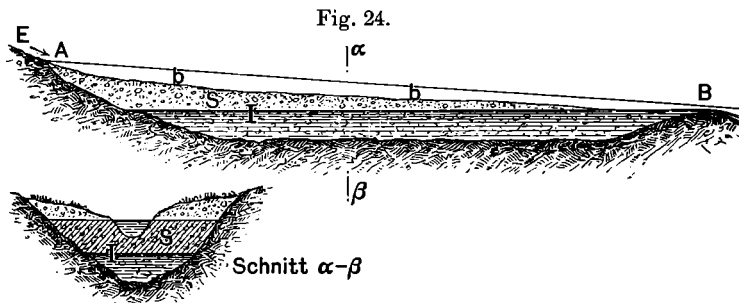
man die zeitweise Austrocknung und Füllung mancher sogenannter zuflußloser Seen beobachten. Die Anwohner behaupten im letzteren Falle mit Recht, das Wasser komme von unten oder von der Seite. Schon dadurch ist die Vermutung, das Füllen des Beckens erfolge durch reichliche atmosphärische Niederschläge, ausgeschlossen. In einem Schotterbecken (Fig. 23) bewegt sich ein Grundwasserstrom in der Höhe I I; steigt dessen Spiegel bis II II, so wird in der Geländesenke am Boden Wasser erscheinen und mit dem weiteren Steigen des Grundwassers, z. B. bis III III, stetig mehr mit Wasser gefüllt werden. Sinkt der Grundwasserspiegel, so fällt auch der Spiegel des Sees, der ganz austrocknet, wenn II II unterschritten wird.

Es sei hier bemerkt, daß ein See auch seitlich vom Grundwasser gespeist werden kann, wie dies bereits früher bei Teichen erwähnt wurde. Hierher gehören die ostpreußischen Grundmoränenseen, deren reinsten Typus nach G. Braun ¹⁾ der Okullsee ist.

Eine hiermit verwandte Erscheinung ist die, daß ein Bach im Sommer oder auch zu einer anderen Jahreszeit an einer Stelle verschwindet, durch einige Erstreckung ein trockenes Bett hat und weiter

¹⁾ Petermanns Geogr. Mitteilg. 1903, S. 265.

abwärts in demselben, meist engem Tale wieder zum Vorschein kommt. Der Bach *E* (Fig. 24) verschwand bei *A* im Schotter- oder Schuttbett *S*. Ist das Gefälle der Bachsohle etwas größer als das des Grundwassers, dessen Stau *I* ist, so wird, wenn die Wasserführung des Baches eine geringe ist, das Wasser in *S* bald versickern, als Strom unter der Bachsohle weiterfließen und bei *B*, wo das feste undurchlässige Gebirge zutage tritt, als Quelle zum Vorschein kommen. Ist die Wassergiebigkeit des Baches groß, so wird der in Fig. 24 Schnitt $\alpha\beta$ schräg schraffierte Raum mit Wasser gefüllt, und da dieser wegen des Staues nun vollständig wasserundurchlässig ist, der Bach, in seinem Bette *b* weiterfließen können. Sobald die Wasserführung des Baches geringer wird, wird auch ein Teil des Bachbettes wieder trocken erscheinen;



und ist dessen Gefälle nicht durchweg gleich, so kann inmitten der Länge der trocken gelegten Bachstatt das Wasser zutage treten, um wieder bald zu verschwinden.

Ein sehr bekanntes Beispiel des Verschwindens und Wiedererscheinens gibt der Hachinger Bach südlich von München. In den Alpen sind derartige Fälle häufig (Raibl in Kärnten, Judenburg in Steiermark u. v. a.). In periodisch trockenen Flußtäälern, wie in manchen Sandwüsten, kann man durch Graben und Bohren in verhältnismäßig geringer Tiefe Wasser erschließen.

Die Anwendung der Bestimmung der Fluktuation des Grundwassers zur Ermittlung seiner Stromrichtung (Flutmethode) wurde bereits früher (S. 88) erläutert.

Daß auch die Gezeiten des Meeres den Stand des Grundwasserspiegels selbst auf größere Entfernung rhythmisch beeinflussen, wurde bereits auf S. 76 erwähnt; C. Gagel¹⁾ wies dies in den Marschen und im Elbtal von Schleswig-Holstein überzeugend nach.

Daß zwei oder mehrere Grundwasserströme ebenso wie Flüsse und Gletscherströme sich vereinigen können, bedarf füglich keiner weiteren Bemerkung; sie sind vordem oft durch herausragende Felsriffe oder Berge getrennt. In beiden kann jedoch die Spiegelschwankung

¹⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 21, 81, 1913.

verschieden sein, wie dies mittels der Flutmethode bestimmt werden kann, und was auch manchmal noch weit unterhalb ihrer Vereinigung nachweisbar ist, natürlich um so weiter oder näher je nach dem Wasserträger.

Das Sinken des Grundwasserspiegels wird häufig Bergbauen zugeschrieben, wenn solche nicht in meilenweiter Ferne sind. Zweifels- ohne besteht manchmal ein derartiger Zusammenhang, doch wurde auch wiederholt nachgewiesen, daß eine solche Spiegeländerung durch Eingriffe in das Tagwasser bedingt wurde, so z. B. durch einen Kanal, der das Grundwasser abzog, oder durch die wasserdichte Fassung eines Baches oder durch klimatische Änderungen, wobei an das Trockenjahr 1911 erinnert sei.

Von besonderer Bedeutung ist das Schwanken des Grundwassers für die Hygiene eines Ortes.

Eine interessante Anwendung des Studiums der Grundwasserschwankungen bot der Friedhof St. L. in G. Es handelte sich um seine weitere Benutzung aus sanitären Gründen. Durch eine einjährige Beobachtung des Grundwasserspiegels in mehreren Brunnen dieses Friedhofes konnte konstatiert werden, daß das Grundwasser in seinem Hochstande einen Teil der Gräber inundierte, weshalb in diesen die Leichen innerhalb des gesetzlichen Turnus von zehn Jahren nicht vollständig verwesen konnten, was auch durch eine Exhumierung bestätigt wurde. Schon dieser Umstand macht aus Gründen der Pietät diesen Friedhofteil unbrauchbar. Knapp unterhalb des Friedhofes fließt ein Bach, in welchen sich, wie die Hydroisohypsen ergaben, das Grundwasser ergießt. Oberhalb des Friedhofes fanden sich im Bachwasser Keime, unterhalb jedoch fast zehnmal mehr, darunter ein choleraverdächtiger Bazillus. An dieser Stelle wird Wäsche gewaschen, und der Bach fließt durch die Stadt. Das sind denn doch sehr bedenkliche sanitäre Verhältnisse! Im allgemeinen haben Friedhöfe, in welchen die Leichen durchweg trocken liegen, keinen bedenklichen Einfluß auf das Grundwasser, da die pathogenen Bakterien nach dem Begräbnis in kurzer Zeit zugrunde gehen; die Leichenstoffe, welche in das Grundwasser gelangen, werden entweder bis zur Unschädlichkeit verdünnt oder chemisch und physikalisch unschädlich gemacht (Rob. Koch, Gruber, Petri u. a. m.).

Auch in anderer Hinsicht können die Schwankungen des Grundwasserspiegels einen sehr nachteiligen hygienischen Einfluß ausüben. Manche Städte versehen sich von alters her mittels Hausbrunnen mit Grundwasser; diese Orte hatten durch lange Zeit auch nur Senkgruben, deren Fäkalien in den Boden bis zum Grundwasser sanken und Stadtlaugenstoffe genannt werden. Diese organischen Substanzen werden durch den Einfluß der Mikroorganismen (Nitrobakterien) in Ammoniak, salpetrige und Salpetersäure und Kohlensäure zerlegt, wodurch die Selbstreinigung des Bodens, doch auch die Gefährlichkeit für das Bodenwasser bedingt wird, die jedoch bei zu starker Verunreinigung

versagt, der Boden wird versumpft. Es können im dolomitischen Boden auch lösliche Magnesiumsalze gebildet werden, welche Unwohlsein und Krankheiten bedingen können. Auch Wurmkrankheiten können durch solches verseuchtes Grundwasser entstehen.

Die Norton- oder Abessinierbrunnen kann man leicht tief in das Grundwasser eintreiben, sie sind dadurch den erwähnten Gefahren momentan entzogen.

Über dem Grundwasser ist der Boden mehr oder weniger mit solchen Abfallstoffen und ihren Zersetzungsprodukten getränkt und führt überdies Bakterien. Pettenkofer fand, daß typhöse Fieber mit dem plötzlichen starken Sinken des Spiegels beginnen und bei seinem Tiefstand besonders im Sommerende am gefährlichsten werden. Ein hoher, oft und besonders plötzlich zurücktretender Grundwasserstand begünstigt die Entwicklung der Epidemien, während ein konstanter niedriger Stand günstig ist. Soyka und Virchow wiesen für verschiedene Orte eine Koinzidenz der Grundwasserschwankungen mit der endemischen Bewegung des Abdominaltyphus nach. Auch für die Ruhr und die Weilsche Krankheit wurde ein solcher Zusammenhang nachgewiesen. Doch ist der Zusammenhang der infektiösen Krankheiten mit den Grundwasserständen trotz eifrigen Studiums der Hygieniker nicht genügend aufgeklärt. Um diesem verseuchten, zeitweise auch übel schmeckenden Grundwasser zu entgehen, haben selbst kleinere Orte eine oft relativ kostspielige Wasserleitung ausgeführt.

Die zwischen der Erdoberfläche und dem Grundwasserspiegel die Poren ausfüllende Luft wird, wie bereits erwähnt, **Grund- oder Bodenluft** genannt. Das Grundwasser bzw. die Feuchtigkeit in seiner Decke verdampft in unseren Breiten stetig, weshalb die Grundluft mehr oder weniger mit Wasserdampf gesättigt ist. Die Verdunstungsmenge nimmt ab, je tiefer der Boden ausgetrocknet ist. Im Winter, während welchem die Kälte den Boden abkühlt, ist der Anlaß zur Verdunstung geringer, ja der Wasserdampf der Grundluft wird in diesem Falle im Boden kondensiert und speist das Grundwasser. Seicht liegendes Grundwasser verrät sich besonders im Herbst durch Morgennebel, welche durch den Wasserdunst des Grundwassers, wenigstens zum Teil gebildet werden. Die Grundluft wird infolge Steigens des Grundwassers empor und teilweise aus dem Boden gepreßt und wird sich z. B. in Kellerräume und Untergrundwohnungen ergießen. Sinkt der Grundwasserspiegel, so wird frische Luft eingesaugt.

Infolge der Oxydationsvorgänge innerhalb der Grundluft wird sie sauerstoffärmer, es bildet sich Kohlensäure, teils dadurch, daß organische Substanzen oxydiert werden, teils auch dadurch, daß die entstandene Salpeter- und Schwefelsäure auf die Carbonatgesteine (Kalk usw.) zersetzend einwirken. Der Kohlensäuregehalt der Grundluft darf deshalb nicht immer als Maßstab der Bodenverunreinigung durch organische Abfallstoffe angesehen werden. Die Grundluft enthält im humusarmen

Boden 25-, im humusreichen jedoch 90 mal mehr Kohlensäure wie die atmosphärische Luft, wie dies schon Boussingault und Lenz¹⁾ nachwiesen.

Steigt diese Grundluft empor, so werden die Kellerräume und Untergrundwohnungen mit schlechter Luft erfüllt, falls nicht eine ausreichende Ventilation vorgesehen ist. Sinkt der Wasserspiegel in einer alten Stadt, wo sich Abfallstoffe im Boden anhäufen, so werden diese einem Fäulnisprozeß unterliegen und die dabei gebildeten Gase die Grundluft verschlechtern.

Wenn über dem Grundwasserbecken eine barometrische Depression liegt, so ist das Gleichgewicht zwischen der atmosphärischen und der Grundluft gestört, diese wird aufsteigen und sich in jene ergießen. Der Druck auf das Grundwasser sinkt ebenfalls und es gibt infolgedessen die absorbierte Luft oder Kohlensäure an die Decke und Atmosphäre ab. Die Bewegungen der Grundluft und die in ihr sich abspielenden physikalischen, chemischen und biologischen Vorgänge sind jedoch nicht allein für die Grundwasserdecke, sondern auch für den Pflanzenwuchs, den sie trägt, wichtig, nicht minder für den Menschen, der von der Grundluft beeinflusst wird, in ihr länger lebt.

Die Grundwasserdecke ist wegen der Infiltration und Kapillarität ganz durchfeuchtet, die Grundluft mit Wasserdampf gesättigt, und nahe dem Tag findet infolge des Einflusses der Atmosphäre die Verdunstung statt. Die Vorgänge in dieser Verdunstungszone beeinflussen die Mächtigkeit der beiden darunter liegenden Zonen, welche wieder den Spiegelstand des Grundwassers beeinflussen. Die Mikroorganismen siedeln sich in oft horrender Zahl in der Verdunstungszone an; doch nimmt der Bakteriengehalt mit der Tiefe so rasch ab, daß der Boden in 3 bis 4 m fast steril ist, falls er nicht von Rissen, Maulwurfgängen u. dgl. durchzogen ist (C. Fränkel) (s. auch S. 11).

Die Schwankungen des Grundwasserspiegels, insbesondere die säkularen und die künstlichen, haben oft auch auf die Bodenkultur einen bedeutenden Einfluß; so können durch anhaltende Spiegelsenkung sumpfige Wiesen und Sümpfe wesentlich verbessert und zu Ackerland umgewandelt werden. Hingegen verschwindet das Rietgras (*Carex brizoides*), das als Ersatz für das Roßhaar von Wert ist. Andererseits kann hierdurch der Baumwuchs, besonders bei älteren Bäumen, die wipfeldürr werden, durch Senken des Wasserspiegels unter den Wurzelraum sehr ungünstig beeinflusst werden; dies äußert sich am stärksten bei sehr wasserbedürftigen Bäumen, wie z. B. der Erle, Rüter, Esche, Eiche. Das Jungholz paßt sich den Veränderungen leichter an, doch muß es drei- bis vierfach mehr aufgebessert werden, und der Holzzuwachs bleibt zurück. Am wenigsten wird die Kiefer geschädigt, da sie eine Pfahlwurzel und eine tiefgehende Bewurzelung hat²⁾. Bei hohem Grund-

¹⁾ Compt. rend. Paris 35, 35, 1852. — ²⁾ Sinz, Einfluß der Grundwasserentziehung auf den Wald in Internat. Zeitschr. f. Wasserversorg. 2, Heft 7, 8, 1915.

wasserstand ist das Holzwachstum fast doppelt so groß, wie in den anderen Jahren. Der Landwirt wie der Forstmann haben die Tiefe des Grundwasserspiegels und seine Schwankungen wohl zu beachten; es empfiehlt sich, diese einwandfrei festzustellen, da dies bei einem späteren Eingriff in das Grundwasser und den in der Regel folgenden Prozessen von entscheidendem Wert sein kann.

Als Vorteil der Spiegelsenkung wird unter manchen Umständen die Festigung der Wege genannt.

8. Einfluß des Pumpens; Ergiebigkeit des Grundwasserstromes.

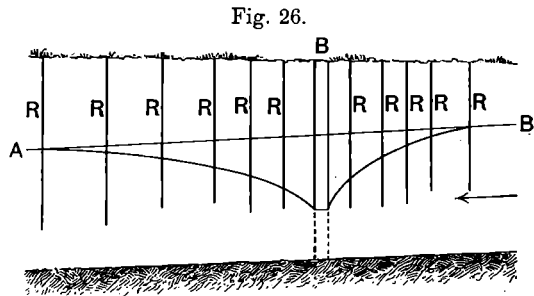
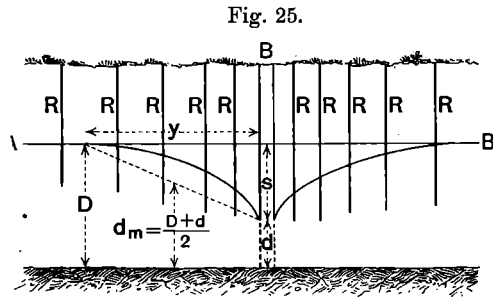
Wird Grundwasser gepumpt, so senkt sich sein Spiegel, der nun einen Trichter bildet, dessen Spitze in der Achse des Saugrohres liegt. Die hervorragendsten Hydrotechniker haben sich bemüht, die Gestalt dieses Senktrichters in mathematische Form¹⁾ zu fassen; besonders in jüngster Zeit war man bemüht, teilweise unter Abänderung des Grundgesetzes, gestützt auf neuere Erfahrungen, die Formeln diesen anzupassen. Die Mehrzahl der Hydrotechniker findet jedoch das Darcysche Grundgesetz für ganz entsprechend. Vom geologischen Standpunkte halte ich dafür, daß selbst die genaueste mathematische Fassung der Form des Senktrichters nur einen Näherungswert geben kann, in welchem ein örtlich stets wechselnder, doch wichtiger Beiwert — oder Beiwerte — von wesentlichem Einfluß ist. Die Zusammensetzung des Grundwasserträgers, welche diesen Beiwert vorwiegend mitbestimmt, ist nur allzuhäufig sowohl in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung sehr verschieden; wie dies eine entblößte Schottersandwand augenfällig zeigt und wie dies auch die Kombination mehrerer Bohrprofile eines Grundwasserträgers lehrt. Ein Probebrunnen entnimmt das Wasser aus einer Kiesschicht, später die definitive Wasserfassung jedoch einer Sandschicht, so ist hier die Durchlässigkeit eine andere als dort, weshalb der eine Beiwert nicht auch für den anderen Brunnen gelten kann. So anerkennenswert auch das Streben der Hydrotechniker ist, für den Senktrichter eine allgemein gültige mathematische Form zu finden, so leidet sie in der Praxis an der unregelmäßigen Zusammensetzung des Untergrundes, die sich selbst mit der Tiefe des Brunnens oft ändern kann. Diese Unregelmäßigkeit kann manchmal durch die Tatsache ausgeglichen werden, daß, wenn mehrere Schichten von verschiedenem Korn übereinanderliegen, jene mit dem kleinsten Korn für die Wassergiebigkeit maßgebend ist, falls das gepumpte Wasser dieselbe passiert.

¹⁾ Von dieser außerordentlich reichen Literatur seien erwähnt: Lueger-Weyrauch, Die Wasserversorgung der Städte, 2. Aufl., 1, 378 (Leipzig, A. Kröner, 1914); Kyrileis, Grundwassersenkungen bei Fundierungsarbeiten (Berlin, J. Springer, 1913); R. Lummert, Neue Methode der Bestimmung der Durchlässigkeit wasserführender Bodenschichten (Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn, 1917); O. Smreker, Das Grundwasser, seine Erscheinungsformen, usw. (Leipzig, Engelmann, 1914).

Wenn sich das kleinste Korn in die Zwischenräume des großen hineinlegt, dann ist die Wasserergiebigkeit angenähert jener des kleinsten Kornes. Quellende Zwischenschichten, wie z. B. Ton, Lehm, Eisenoxyd, Humus u. dgl., setzen die Durchlässigkeit selbst bei nur 5 cm Mächtigkeit ganz bedeutend herab.

Obschon die folgenden Untersuchungen nicht mehr direkt in das Gebiet der Geologie gehören, so seien sie hier doch erwogen, um dem Geologen gleichsam eine Brücke zu den speziellen Ingenieurarbeiten zu bauen.

AB (Fig. 25) sei ein Vertikalschnitt der Grundwasserspiegel querweises zur Stromrichtung, während Fig. 26 einen Schnitt nach dieser Richtung darstellt. Wird aus dem Brunnen B Wasser gepumpt, so bildet sich um den Brunnen eine trichterförmige Vertiefung im Grundwasser, welche im Querschnitt (Fig. 25) symmetrische parabolische Schnittlinien zeigt, während im Längsschnitt (Fig. 26) die Kurve, entgegen der Strömung, steiler als jene im Abfluß ist. Die parabolische Begrenzung des Senktrichters legt sich nicht asymptotisch an den ungestörten Grundwasserspiegel, sondern trifft ihn unter dem Winkel des Widerstandsgefälles.



Viele um den Brunnen befindliche Beobachtungsrohre R (Bohrungen oder Nortonbrunnen), in der Quer- und Längsrichtung des Grundwasserstromes geschlagen, gestatten die genaue Bestimmung der Vertikalschnitte des Senktrichters. Es empfiehlt sich, die Beobachtungsrohre od. dgl. möglichst tief zu treiben, da im Untergrund Grundgebirgsrücken in den Wasserträger hinaufzugen können, durch welche die seitliche bzw. ganze Entwicklung des Senktrichters behindert wird.

Bei der Versorgung größerer Städte mittels Grundwasser wird zuerst ein Versuchs- oder Probebrunnen geteuft und aus demselben das Wasser, meist mittels Lokomobilen durch längere Zeit — zwei bis vier Wochen — gepumpt, bis sich konstante Verhältnisse einstellen. Das gehobene Wasser wird behufs Ergiebigkeitsbestimmungen gemessen und in Gerinnen oder Röhren weitab in der Richtung des Gefälles des Grundwassers geleitet, um die Bildung des Senktrichters nicht zu

beeinflussen. Stellt sich der Beharrungszustand nicht ein, so ist dies ein Beweis, daß man aus dem Stau gepumpt hat, und es darf nur so viel Wasser gepumpt werden, bis ein Beharrungszustand eintritt.

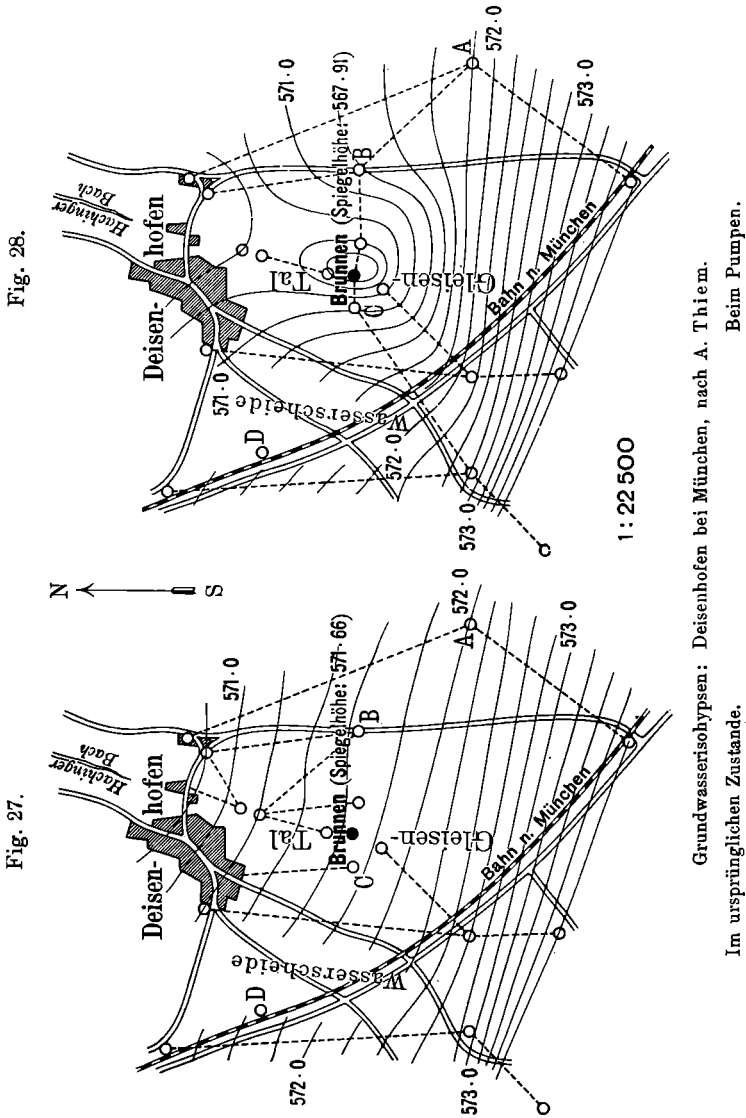


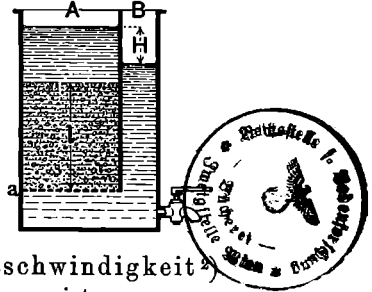
Fig. 27 zeigt die Hydroisohypsenkarte eines Versuchsfeldes mit ungestörtem Grundwasser, hingegen Fig. 28 dasselbe Feld während eines Pumpversuches.

Den Durchlaßkoeffizienten k definiert Forchheimer¹⁾: „ k bezeichnet die Wassermenge in Kubikmetern, welche durch 1 m^2 Filter-

¹⁾ Zeitschr. d. Arch.- u. Ing.-Ver. Hannover 1886.

fläche unter dem Druck einer 1 m hohen Wassersäule fließt, wenn man als Filterstoff die den Brunnen umgebende Bodenart wählt.“ Man bestimmt ihn nach Darcy¹⁾ mittels folgenden Versuchs: In einem Kasten ist ein kommunizierendes Gefäß, das einen Abflußhahn hat (Fig. 29); der Kasten *A* hat bei *a* ein Drahtsieb und darüber das zu untersuchende Material, z. B. Sand, das eine Schicht von *l* Höhe bildet. Füllt man das Gefäß mit Wasser und läßt man, wenn in beiden Schenkeln das Wasser gleich hoch steht, dasselbe durch den Hahn unten in demselben Maße langsam abfließen, wie es oben bei *A* zufließt, so wird das Wasser bei *A* über dem Filter höher stehen müssen als im zweiten Schenkel *B* des Gefäßes. Diese Höhendifferenz, die Druckhöhe *H*, ist ein Maßstab für den Grad der Durchlässigkeit des Filtermaterials, dessen Höhe *l* ist. Ist *u* die Filtriergeschwindigkeit²⁾ und *Q* die beim Abflußhahn gemessene Wassermenge, so ist

Fig. 29.



$$u = k \frac{H^3}{l} \dots \dots \dots (1)$$

woraus folgt:

$$H = \frac{l u}{k} \dots \dots \dots (2)$$

$$k = \frac{l u}{H} \dots \dots \dots (3)$$

Hat man den Porenquotienten *p* des Filtermaterials bestimmt, so ist die durchlassende Filterfläche *f* = *F* · *p*, wenn *F* die ganze Bodenfläche des Filters ist; und die durch diesen Querschnitt fließende Wassermenge

$$Q = f \cdot u \dots \dots \dots (4)$$

oder

$$u = \frac{Q}{f} \dots \dots \dots (5)$$

Dies in Gleichung (3) eingesetzt gibt

$$k = \frac{l Q}{H \cdot f} \dots \dots \dots (6)$$

In dieser Gleichung sind rechtsseitig durchweg bekannte Werte, weshalb *k* bestimmt ist.

Darcy fand für Sand mit vorwiegend 0,88 mm Korndurchmesser: *k* = 0,0008. Es wurde ferner gefunden: Korngröße 0,25 bis 2,0 mm, *k* = 0,00025 bis 0,0020; *k* ist somit in diesen drei Fällen ein Tausendstel

¹⁾ Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Paris 1856. — ²⁾ Bei Berechnung der Grundwasserströme versteht man unter Filtriergeschwindigkeit jene Wassermenge in Kubikmetern, die in 24 Stunden durch einen vertikalen Quadratmeter des Stromes durchgeht. — ³⁾ Bekanntlich ist beim freifließenden Wasser

$$u = k \sqrt{\frac{H}{l}}.$$

des Korndurchmessers, also zwischen 0,25 bis 2,0 mm. k ist eigentlich ein komplizierter Beiwert, da er nicht allein von der mittleren Größe der Körner, sondern auch von der Porosität und sehr von der Temperatur, welche die Viskosität des Wassers beeinflusst, abhängt, weshalb Slichter¹⁾ bemüht ist, in seinen durchaus nicht einfachen Formeln diese Einflüsse getrennt zum Ausdruck zu bringen. Vor ihm war Allen Hazen²⁾ im gleichen Sinne tätig, doch waren seine Formeln nicht einwandfrei. Nach V. Versluys³⁾ Untersuchungen nimmt die Strömungsgeschwindigkeit unter sonst gleichen Verhältnissen mit der

Temperatur erheblich zu, und sie ist bei 25° doppelt, bei 45° etwa dreimal so groß wie bei 0°.

G. Thiem⁴⁾ hat Darcys Versuchsapparat vervollkommt und seine hiermit vorgenommenen Untersuchungen sowie auch jene von Lummert haben die Brauchbarkeit des Darcyschen Grundgesetzes (Formel 1) bestätigt; O. Smreker⁵⁾ bezweifelt jedoch

dessen Richtigkeit und läßt dasselbe nur für Sandfilter, doch nicht auch für Grundwasserträger gelten.

Ist das spezifische Gefälle des Grundwassers I , deshalb die Druckhöhe $H = \frac{1}{I}$, die Geschwindigkeit u und k der Durchlaßkoeffizient, so geht durch einen Querschnitt F senkrecht zur Stromrichtung nach Darcy in der Zeiteinheit eine Wassermenge Q durch, welche gleich ist:

$$Q = kFI. \dots \dots \dots (7)$$

An vielen Orten wurde durch Versuche in Probebrunnen, besonders durch A. Thiem, festgestellt, daß die Ergiebigkeit q und die Absenkung s einer Parabel entsprechen, und zwar um so vollkommener, je gleichartiger der Wasserträger ist. In irgendeinem Zustand der Absenkung ist die Scheitelgleichung $H^2 = k \cdot Q$ oder

$$k = \frac{H^2}{Q} \dots \dots \dots (8)$$

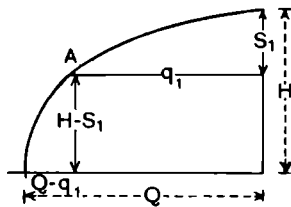
Wird im Probebrunnen der Wasserspiegel um s_1 gesenkt, so entspricht dem in der Abszisse (Fig. 30) die Ergiebigkeit $Q - q_1$.

Für den Punkt A gilt nun die Gleichung

$$(H - s_1)^2 = k(Q - q_1) = \frac{H^2}{Q}(Q - q_1) \dots \dots \dots (9)$$

¹⁾ Water supply papers, U. S. geol. Survey 67, 25, 1902. — ²⁾ Rep. Massachusetts State Board of Health 1892, p. 541. — ³⁾ Le principe du mouvement des eaux souterraines (Amsterdam 1912). Übersetzung aus dem Holländischen von F. Dassel. — ⁴⁾ Internat. Zeitschr. f. Wasserversorg. 1, 5, 1914. — ⁵⁾ Das Grundwasser, seine Erscheinungsformen. Diss.

Fig. 30.



Ist die Absenkung s_2 , so ist

$$(H - s_2)^2 = k(Q - q_2) = \frac{H^2}{Q}(Q - q_2).$$

s_1 , s_2 und q_1 , q_2 sind durch die Pumpversuche ermittelte Größen. So fand A. Thiem im Probebrunnen bei Kiel

$$s_1 = 3,24 \text{ m} - q_1 = 7480 \text{ m}^3 \text{ im Tag,}$$

$$s_2 = 4,98 \text{ m} - q_2 = 10540 \text{ m}^3 \text{ „ „}$$

Somit ist

$$(H - 3,24)^2 = k(Q - 7480)$$

und

$$(H - 4,98)^2 = k(Q - 10540),$$

$$k = \frac{H^2}{Q},$$

woraus sich ergibt

$$H = 12,07 \text{ m; } Q = 16,098 \text{ m}^3 \text{ und } k = 0,00905^1).$$

O. Lueger²⁾ stellt folgende allgemeine Formel für die Ergiebigkeit Q eines kreisrunden Brunnens mit durchlässiger Wand auf:

$$Q = \pi k p \frac{H_0^2 - (H_0 - s)^2}{\log \text{nat} \frac{R}{r}}, \quad s = H_0 - \sqrt{H_0^2 - \frac{Q}{\pi k p}}, \quad \log \text{nat} \frac{R}{r},$$

wobei

$$\pi = 3,14,$$

$$k = \text{Durchlaßkoeffizient,}$$

$$p = \text{Porenquotient,}$$

$$H_0 = \text{Tiefe des Brunnens unter dem ursprünglichen Wasser-}$$

spiegel,

$$s = \text{Größe der Absenkung,}$$

$$R = \text{Radius des Senk kegels senkrecht zur Stromrichtung, von}$$

der Brunnenachse aus gemessen,

$$r = \text{innerer Radius des Brunnens.}$$

Selbstredend beziehen sich alle Dimensionen auf die gleiche Maßeinheit. Aus obiger Formel sieht man, daß r keinen sehr bedeutenden Einfluß auf Q hat; ein Brunnen von 0,4 m Weite würde etwa zwei Drittel so viel Wasser geben, als ein solcher von 4 m Weite, also dem 100fachen Querschnitt. Man wählt deshalb statt eines einzigen, sehr teuren und oft schwierig herzustellenden großen Brunnens mehrere kleinere Rohrbrunnen, welche senkrecht zur Stromrichtung angeordnet werden.

Die vorstehenden Untersuchungen dürften genügen, um den Geologen mit dem Grundgesetze der Grundwasserbewegung vertraut zu machen. Weitergehende Rechnungen sind ausschließlich Sache der Hydrotechniker, welche nicht durchweg übereinstimmen.

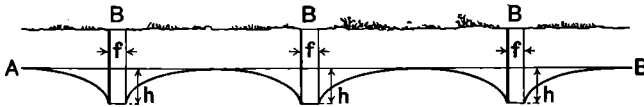
¹⁾ Nach O. Lueger und R. Weyrauch, Wasserversorgung der Städte 1, 420.
²⁾ Lexikon der gesamten Technik 2, 735.

Sind durch einen Versuchsbrunnen die Ergiebigkeit des Grundwassers und die mathematischen Elemente des Senktrichters festgestellt, so können dieselben dazu benutzt werden, um die Verhältnisse von vornherein für die definitive größere Wasserentnahme zu bestimmen (s. Formel 8, 9, S. 104).

Die Tiefe s_2 , um welche im Senktrichter der ursprüngliche Grundwasserspiegel bei der für die definitive Entnahme notwendigen Wassermenge q_2 sinkt, kann mit annähernder Genauigkeit aus den analogen Werten q_1 und s_1 des Versuchsbrunnens berechnet werden.

Damit ist die Tiefe des Senktrichters für den definitiven Brunnen bestimmt. Ist s_1 größer als die Mächtigkeit des Grundwasserstromes, so schöpft man zum Teil aus dem Stau, aus der Reserve, die im Laufe der Jahre erschöpft werden kann. Es kam deshalb vor, daß derartige Anlagen mit der Zeit nicht genügten und der Brunnen wiederholt vertieft werden mußte, bis man zur Überzeugung kam, die Anlage ist ungenügend. Es ist ferner notwendig, auch den Radius des Senk-

Fig. 31.



trichters für q_2 , dessen Breite, zu bestimmen, die kleiner sein muß, als die Breite des Grundwasserstromes; dies geschieht mit Hilfe der umgeformten Gleichung Luegers.

Die Gefahr, den Stau zu verbrauchen, umgeht man damit, daß man den Wasserbedarf q_2 nicht aus einem Brunnen, sondern aus mehreren deckt. Man teuft einen entsprechend dimensionierten Versuchsbrunnen, welcher bei lange anhaltender Wasserentnahme den Brunnenpiegel in gleicher Höhe erhält, oder richtiger gesagt, in welchem der Spiegel nur im gleichen Maße schwankt wie in einem Brunnen in einiger Entfernung, aus welchem kein Wasser geschöpft wird, und der außerhalb der Einflußsphäre des Versuchsbrunnens liegt. Solange dies der Fall ist, pumpt der Versuchsbrunnen nur aus dem Strom; der Senktrichter ist hierfür bei konstantem Spiegelstand festgestellt. Quersweise zur Stromrichtung wird für die definitive Wasserversorgung noch ein zweiter oder dritter Brunnen geteuft, und zwar derart, wie dies in Fig. 31 angedeutet ist, daß die Senktrichter selbst bei niederstem Wasserstande getrennt bleiben. Sind die nachträglich geteufte Brunnen dem Versuchsbrunnen im Querschnitt f und der Wassertiefe h gleich, so sind auch die Senktrichter gleich, und die Zahl x der Brunnen der ganzen Wasserversorgungsanlage ist $x = \frac{Q_1}{Q}$, wenn Q_1 die gesamte zur Wasserversorgung notwendige Wassermenge und Q die des Versuchsbrunnens ist. Hierbei wird nur aus einem, gewöhnlich dem mittleren

Brunnen gepumpt, das Wasser der übrigen Schächte wird diesem mittels Heber zugeleitet.

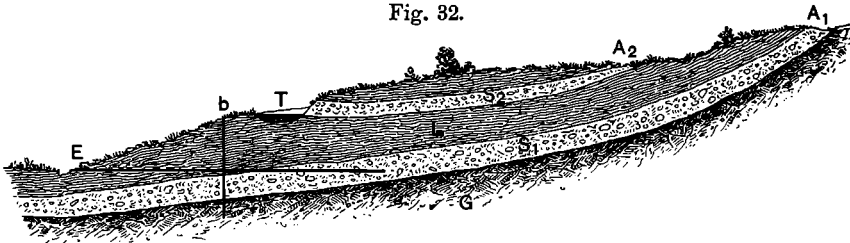
Diese Methode der Wasserversorgung bietet volle Sicherheit, ist auch im Betriebe etwas billiger als das Einschachtsystem und gestattet bei entsprechend breitem Grundwasserstrom stets eine Vergrößerung der Leistungsfähigkeit der Anlage durch Teufung neuer Brunnen, ohne den Betrieb der Wasserversorgung zu stören.

Statt mehrere Brunnen zu teufen, kann man die notwendige Wassermenge auch auf die Weise bekommen, daß man unterhalb des niedrigsten Wasserspiegels von einem Brunnenschacht oder von Stollen eine Sammelgalerie treibt, was jedoch kostspielig und manchmal schwierig ist.

9. Mehrere Bodenwasserströme übereinander (Bodenwasserhorizonte oder -stockwerke).

In verschiedenen Becken kann man mehrere Bodenwasserströme nachweisen, was dadurch bedingt wird, daß das Becken wechselnd von Schotter- bzw. Sandschichten und wasserundurchlässigen Gesteinen, wie z. B. Ton, Lehm, Schieferton u. dgl., aufgebaut ist; die

Fig. 32.



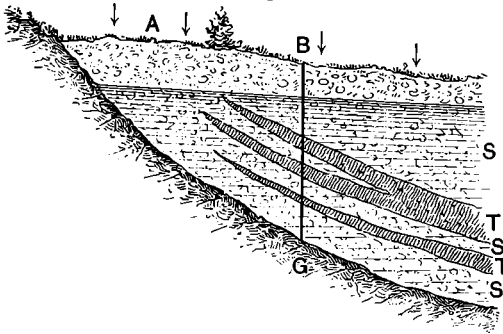
erstgenannten Schichten beißen zutage aus und werden hier mit Wasser gespeist.

Ein Beispiel aus der Praxis gibt vorstehendes schematisches Profil (Fig. 32), welches der Umgebung von Trofajach (Steiermark) entnommen ist. G ist das Grundgebirge, aus Phyllit und Kalk bestehend, S_1 ist eine Schotterlage, welche bei ihrem Ausbisse A_1 zum Teil konglomeriert ist. L ist eine lehmreiche Schicht, welche den bei A_2 ausbeißenden Schotter S_2 trägt, der wieder von lehmigem Material und der Ackerkrume überdeckt ist.

Bei A_1 und A_2 findet die Infiltration des Wassers statt, das die beiden Schotterlagen S_1 und S_2 erfüllt. Bei T ist ein Teich, welcher einen mächtigen Abfluß (Bach) besitzt, doch keinen sichtbaren Zufluß, wohl jedoch das häufige Aufsteigen von Luftblasen an dem dem Abfluß gegenüberliegenden Ufer erkennen läßt. Überdies treten in der Umgebung des Teiches viele kleine Quellen zutage, welche sich zu einem Bächlein vereinen. Wir haben es hier mit dem Austritt des oberen

Grundwasserstromes S_2 zu tun. Obschon die Ergiebigkeit desselben eine bedeutende ist, so wurde dieses Wasser dennoch nicht zur Versorgung der Stadt Leoben benutzt, da die darüberliegende lehmige Schicht geringmächtig und mit Feldern bebaut ist, somit eine gefährliche Infektion eintreten könnte. Durch Bohrungen bei b (Fig. 32), welche das Grundgebirge erreichten, wurde ein tieferer, mächtiger Bodenwasserstrom nachgewiesen, welcher durch einen langen Einschnitt, in der Skizze durch einen Stollen E markiert, bloßgelegt und behufs Wasserversorgung aufgefangen wurde. Das Wasser S_1 ist in Fig. 32 artesisch; da jedoch die Lehmdecke S in ihrer weiteren Erstreckung links von E verschwindet und die Schottererschicht sehr mächtig ist, so sind hier eigentlich zwei Grundwasserströme vorhanden. Es sei gleich hier bemerkt, daß dort, wo mehrere Horizonte vorhanden sind, die Wasser von verschiedener Güte sein können; so ist z. B. im Berliner Untergrunde das artesische Wasser über dem Septarienton süß, darunter salzig. Im allgemeinen wird der oberste, seichte Horizont zur Wasser-

Fig. 33.



versorgung, weil gewöhnlich bakteriologisch nicht einwandfrei, nicht verwendet werden können. Nur wenn er tief liegt oder durch eine ausgiebige Tonlage geschützt ist, liefert er brauchbares Trinkwasser.

In anderen Gebieten fand man, meist durch Bohrungen nachgewiesen,

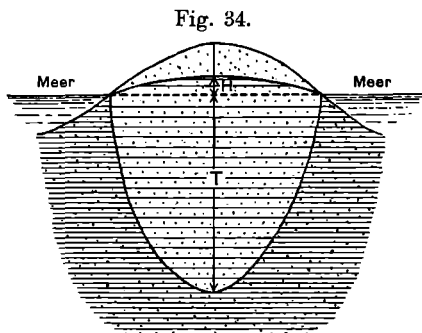
auch mehr als zwei Bodenwasserströme übereinander, so z. B. nach Jentzsch in Königsberg neun Wasserhorizonte, welche der Kreide, dem Oligozän, Miozän, Diluvium und Alluvium angehören und sehr verschiedenes Wasser führen. Es ist nicht immer vorauszusetzen, daß, wie in Fig. 32, die verschiedenen Ströme auch verschiedene Fanggebiete haben, sie können auch aus einem einzigen stammen. Dies geschieht, wenn eine mächtigere Schotter- oder Sandablagerung gegen die Tiefe hin z. B. Tonlager, überhaupt undurchlässige Schichten eingeschaltet hat, welche nicht bis zur Oberfläche reichen. In Fig. 33 ist ein solcher Fall dargestellt und auch die Möglichkeit berücksichtigt, daß eine Grundwasserschicht in der Tiefe auskeilt. S stellt das wasserführende Gebirge vor, das bei A das Infiltrationsgebiet hat. T sind Tonschichten. Es wird die Bohrung B vier Grundwasserschichten bis zum Grundgebirge G , d. i. die wasserundurchlassende Unterlage, durchsinken. Nur der oberste Strom ist eigentliches Grundwasser, denn jeder tiefere Strom wird unter dem Druck stehen, ist also artesisch gespanntes Bodenwasser, dessen Druckhöhe mit der Tiefe

zunimmt. Würde man bei B einen Schacht teufen, so würden die Wassereinträge mit der Tiefe stets gefährlicher, weshalb es notwendig ist, mit dem Bohrer dem Teufen voranzugehen, wobei es sich überdies empfiehlt, die oberen Grundwasserschichten möglichst intensiv zu entwässern, dadurch den allgemeinen Grundwasserspiegel stetig zu senken und die Druckhöhe herabzumindern.

10. Das Grundwasser der Dünen.

Eine Düne ist eine wellige oder buckelige Erhebung, die aus durch starke Winde (Stärke 6 oder darüber) zusammengewehtem Sand besteht, dessen Korngröße vorwiegend 0,1 bis 0,5 mm ist; er läßt somit das Wasser durch. Ihre Höhe ist oft 10 bis 15 m, erreicht stellenweise auch 60 m. Je nach der Lage zum Meere kann man Insel-, Strand- und Binnendünen unterscheiden. Der Grundwasserspiegel in einer Düne ist ähnlich ihrer Oberfläche, doch flacher als diese gestaltet, er liegt also unter dem Dünenrücken am höchsten und fällt von hier allseits ab. Die Wasserführung der Dünen hängt von ihrer Unterlage, auf welche sie aufgeschüttet wurden, ab; ist diese undurchlässig, so schneidet damit das Grundwasser nach unten ab; in den meisten Fällen ist sie jedoch Sand, durch dessen Aufwirbelung und Zusammenwehung die Düne entstanden ist. Das Grundwasser der letzteren setzt dann mit dem Sand in die Tiefe und ist, da Sand bekanntlich ein vortrefflicher Filter ist, bei Binnendünen von sehr guter Qualität. Bei den im oder am Meere liegenden Dünen sickert auch Seewasser in den sandigen Untergrund, wodurch das Süßwasser der Düne in einer gewissen Tiefe brackisch wird.

Es sei dies an einer Inseldüne¹⁾ erläutert, deren Untergrund tief hinab sandig, wasserdurchlassend ist. Die Niederschläge sickern in die Düne ein und streben, weiter der Schwere folgend, zur Tiefe. Auch das Meerwasser dringt in den sandigen Untergrund, und hier infolge des Druckes der darüber lastenden Wassersäule auch seitwärts zum süßen Grundwasser, dessen Druck um die Wassersäule H (Fig. 34) größer ist, während das Meerwasser eine größere Dichte (spezifisches Gewicht) G_1 , das Süßwasser aber nur G_2 hat, das mit 1 angenommen



Süßwasser in einer Düneninsel.

¹⁾ P. Wintgens, Beitrag zur Hydrologie von Nordholland 1911. Dissertation. Freiberg.

werden kann. In der Tiefe T unter dem Meeresspiegel wird der Druck, das Gewicht der Süß- und Seewassersäule gleich sein; dann ist

$$\begin{aligned} G_1 T &= G_2(T + H) = G_2 T + G_2 H, \\ G_1 T - G_2 T &= G_2 H = T(G_1 - G_2), \\ T &= \frac{G_2 H}{G_1 - G_2}. \end{aligned}$$

Wird G_1 , wie bei den friesischen Inseln, mit 1,024 eingesetzt, so ist

$$T = \frac{1}{1,024 - 1} H = 42 H.$$

Ist der Grundwasserspiegel z. B. 1,4 m = H über dem Meeresspiegel gelegen, so ist 58,8 mm unter letzterem die tiefste Stelle des Süßwassers. Rechts und links von H ist die Überhöhung des Grundwasserspiegels kleiner, weshalb auch die entsprechenden T kleiner werden müssen, und da am Meeresspiegel $H = 0$ wird, so muß dort auch $T = 0$ sein. Daraus ergibt sich die in Fig. 34 gezeichnete Grenze des Süß- und Seewassers, die infolge der Diffusion ein Brackwassermantel ist. J. Versluys¹⁾ wies für die holländischen Dünen nach, daß das Wasser dieser Übergangszone keine einfache Mischung der beiden Wasserarten ist, sondern daß die Menge der Chlorionen der dem Süßwasser, hingegen Na, Mg und Ca etwa der Verteilung im Meerwasser entspricht. Im Na-reichen Übergangswasser der Tiefe ist das Verhältnis Na:Cl größer als im normalen Salz- oder Süßwasser, weshalb es kein Gemisch aus beiden sein kann. Dies wird damit erklärt, daß die im Boden vorhandenen festen Stoffe mit den Kationen im Grundwasser in Gleichgewicht zu treten sich bestreben.

Die Stranddünen sind manchmal auf mehrere Kilometer landeinwärts hintereinander gereiht. Ist der Untergrund ebenfalls wasserlässig, so ändern sich die hydrologischen Verhältnisse etwa folgendermaßen. An der Küste fällt die Grenze zwischen See- und Süßwasser in einer Kurve, wie im früheren Beispiele an der linken Seite; landeinwärts (rechte Seite) tritt nun stetig Grundwasser ein, dessen Spiegel sich zwischen zwei Dünen senkt und unter den Dünen wellenförmig ansteigt; da damit das H sich ändert, sollte dies auch h , d. h. die Grenzfläche zwischen See- und Süßwasser sollte ähnlich dem Grundwasserspiegel ebenfalls einen welligen Verlauf zeigen. Da jedoch das Seewasser mit der zunehmenden Entfernung von der Küste einen größeren Reibungs- und Kapillarwiderstand hat, also Druckverlust erleidet, so kann das Süßwasser um so tiefer in den Sand eindringen, je entfernter die Düne von der Küste ist. Es wird deshalb die Grenzfläche der beiden Wasserarten landeinwärts in die Tiefe fallen und in einer gewissen Entfernung von der Küste wird man in der ganzen Tiefe nur mehr Süßwasser finden.

¹⁾ Kgl. Akad. Wetenschap. Amsterdam. Wiss. Naturk. Afd. 24, 1671, 1916.

Wird in den Dünenbrunnen mehr Wasser gepumpt, als Atmosphärenwasser zuströmt, so wird H in Fig. 34 sinken, infolgedessen auch T kleiner und der Brackwassermantel steigt hoch; die Süßwasserlieferung einer Düne ist eine beschränkte, das Gleichgewicht zwischen Einnahme und Ausgabe darf, wie überhaupt bei Pumpbrunnen, nicht zugunsten der letzteren überschritten werden. Amsterdam¹⁾ versalzte sein Süßwasser, weil es dieses Gesetz nicht beachtete.

11. Schwimm- und Triebsand²⁾.

Bodenwasser, welches in einem sehr feinen Sand auftritt, heißt Schwimmsand, slawisch Kurzawka; seine einzelnen Körnchen sind so leicht, daß sie beim Ausfluß des Wassers von diesem auf weite Strecken mitgetragen werden. Es ist dies ein sogenannter „flüssiger Sand“, der vollkommenste Typus von Triebsand; unter diesem versteht man jeden Sand, auch jenen von größerem Korn, welcher mit dem Wasser, wenn auch nur auf kurze Erstreckung, weiter getragen wird. Dies hängt einerseits von der Schwere der Sandkörner, andererseits von dem Druck ab, mit welchem das Wasser ausfließt; je größer dieser ist, desto schwerere Sandkörner können fortbewegt werden. Triebsand findet sich, wenn auch untergeordnet, als Ausfüllung zwischen den Geröllen des Schotters fast in jedem Grundwasser und bietet manchmal beim Teufen der Brunnen Schwierigkeiten, die jedoch oft mit der Zeit geringer werden, wenn der Sand in der unmittelbaren Nähe des Brunnens in diesen ausgeflossen und der Druck des Wassers vermindert ist. Geht der Brunnen jedoch durch reinen Triebsand, so bilden sich hinter der Brunnenwand Auskolkungen (Höhlen), die dem Brunnen gefährlich werden können.

Unvergleichlich größeren Schwierigkeiten begegnet man jedoch beim Durchteufen des Schwimmsandes, die oft, insbesondere bei einer größeren Mächtigkeit desselben, nur durch das Gefrierverfahren überwunden werden können, d. h. man bringt das Wasser des Schwimmsandes mittels Kälteflüssigkeiten, die in Bohrröhren innerhalb des Querschnittes des projektierten Schachtes zirkulieren, zum Gefrieren. Ein anderes Mittel ist das Entwässern des Schwimmsandes mittels Bohrlöchern, falls unterhalb Hohlräume, z. B. in der Grube, vorhanden sind, in welche man das Wasser allmählich abfließen lassen kann.

Ein weit bekanntes Beispiel vom Vorkommen des Schwimmsandes bietet das Braunkohlenbecken bei Brügge, welches infolge einer Katastrophe eingehend studiert wurde.

Der Schwimmsand besteht hier aus 0,15 bis 0,25 mm großen Körnchen, vorwiegend aus Quarz, untergeordnet aus ebenso kleinen Blättchen

¹⁾ J. M. Pennink, Rapport omtrent het stijgen in de duinwaterwinplaatjes (Amsterdam 1914). — ²⁾ L'étude scientifique du „Boulant“ a la soc. belge de Géol. Pal. Hydrologie (Bruxelles 1891).

von Muscovit (weißem Glimmer). Er bildet Lager, stellenweise zwei, seltener mehrere übereinander, die durch Letten, d. i. ein wenig verfestigter Schieferthon, getrennt sind.

Im Ausbiß zeigen die Schwimmsandlager eine Art Schichtung, sehr oft sogenannte Kreuzschichtung; im gefrorenen Teil dieses Sandes im Venus-Tiefbau bei Brüx (Böhmen) waren auch stärkere Windungen der Schichtung zu sehen. Die Feinheit des Sandes im Verein mit seiner Kreuzschichtung läßt mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten, daß er äolischen Ursprungs ist, d. h. zur Tertiärzeit von den Stürmen zusammengeweht wurde. Er hat somit genetisch große Ähnlichkeit mit manchen Lößablagerungen.

Das Wasser füllt die Zwischenräume — Poren — des Sandes aus; es ist ein arger, früher von manchen Geologen vertretener Irrtum, daß der Sand im Wasser gleichsam nur schwimme. Dem widerspricht schon die Vorstellung, wie eine Sandablagerung überhaupt entstehe und in Tonschichten eingelagert worden sei, ebenso die tatsächliche Beobachtung; denn in den Gefrierschächten kann man sehen, daß die Sandkörnchen unmittelbar aneinanderstoßen, und beim Abtrocknen des Schwimmsandes, wenn nur Wasser entzogen wurde, hat man nie eine Senkung der darüber liegenden Schichten trotz der genauesten Nivellements und sehr empfindsamer Tagobjekte, wie z. B. hoher, gemauerter Essen, gefunden. Die Feinheit der Poren des Schwimmsandes erhöhen die Adhäsion des Wassers, welche im Verein mit dem geringen Gewichte der einzelnen Körner den weiten Transport dieses Sandes durch ausfließendes Grundwasser ermöglichen.

So leichtfließend der Schwimmsand ist, so fest steht er, wenn er entwässert ist. Man kann in ihm vertikale Wände herstellen, welche durch lange Zeit unverändert stehen bleiben. Bemerkenswert ist der Versuch K. Kegels¹⁾, daß in Hangendbohrlöchern eines Kohlenflözes, welche den Schwimmsand anfahren, dessen Ausfließen durch einen eingeführten Heupfropf, der mit der Hand zugehalten wurde, aufhörte; wenn dann der Heupfropf, der als Filter nur Wasser durchließ, entfernt wurde, so blieb das Bohrloch verstopft, da der entwässerte Schwimmsand im Bohrloch den Abschluß bewirkte.

Wenn der fließende Sand schon eine weite Strecke getragen wurde und den größten Teil seiner Geschwindigkeit verloren hat, so beginnt er sich aus mehrfachen Gründen niederzuschlagen, während das Wasser weiterfließt. Wird in diesem Stadium des Schwimmsandes der fliehende Mensch ereilt, so klebt der Sand, wenn er nur wenig über die Fußknöchel ansteigt, derart, daß der Mensch festgebannt ist.

Im Schwimmsandlager sind stellenweise auch tonreichere Partien, welche gleichsam verkittend wirken und teils darum, teils auch wegen der geringeren Aufnahmefähigkeit des Wassers und der größeren

¹⁾ Bergmännische Wasserwirtschaft (Halle a. S. 1912).

Adhäsion die leichte Beweglichkeit des Sandes herabsetzen. Diese Tonmischung kann dem Schwimmsand unter gewissen Verhältnissen den Charakter eines weichen Sandsteins geben, und in der Brüxer Gegend ist es wiederholt vorgekommen, daß beim raschen Bohren Sandstein, nachträglich jedoch beim Schachtteufen Schwimmsand konstatiert wurde. So wurde nahe bei Brüx (Böhmen) im Grubenfelde des Annaschachtes in Übereinstimmung mit den nachbarlichen Bohrungen ein ziemlich fester Sandstein angefahren; das nachfolgende Teufen des Schachtes hierzu wurde vorübergehend eingestellt, und plötzlich verwandelte sich dieser Sandstein in Schwimmsand, der hoch stieg. Der feine Sand war höchstwahrscheinlich an dieser Stelle durch beigemengten Ton als Bindemittel etwas zementiert, verkittet, infolge des Druckes des Wassers hinter den Schachtwänden strömte dieses dem Schachte zu, das Bindemittel war für einen längeren Widerstand zu schwach, der Sandstein löste sich zu Schwimmsand auf, und der tonarme flüssige Sand strömte nach.

Im Schwimmsand ist der Durchlaßkoeffizient k sehr klein, infolgedessen werden die Senktrichter nicht weit ausgreifen; tritt zum Schwimmsand noch Ton, so wird k um so kleiner.

Der Umstand, daß Schwimmsand bei raschem Durchbohren und Verrohren als solcher nicht erkannt, sondern für Sandstein gehalten wurde, ist die Ursache der Brüxer Katastrophe, welche am 19. Juli 1895 stattfand.

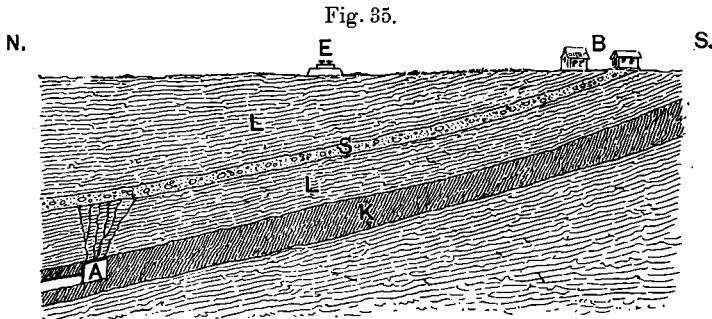
Im Grubenfeld zwischen dem Bahngleis Brüx E (Fig. 35) und dem hiervon nördlich gelegenen Annaschachte wurde vom Bohrunternehmer in mehreren Bohrlöchern, welche zwecks Nachweisung eines eventuellen Schwimmsandvorkommens geteuft wurden, nur Letten und Sandstein im Hangenden des Braunkohlenflözes konstatiert. Dadurch beruhigt, leitete die Bergbauunternehmung in diesem Gebiete den Abbau ein, der ein Bruchbau war, d. h. der durch die Gewinnung der Kohle geschaffene größere Grubenraum (Kammer, Plan) wurde durch das Hereinbrechen des Hangenden ausgefüllt.

Der erste Plan A im südlichen Teile des Grubenfeldes verbrach, worauf aus dem Hangenden milchiges Wasser — ein Zeichen des Schwimmsandes — kam; die Gefahr eines großen Einbruches wurde sofort erkannt, die Mannschaft flüchtete in die höheren Strecken und konnte sich durch den Annaschacht retten; nur ein Neuling in der Grube nahm die Flucht in der tiefsten Strecke und wurde ein Opfer des nun in großen Mengen hereinbrechenden Schwimmsandes, welcher das Streckennetz bis zum Annaschacht und dessen untersten Teil erfüllte. Nach kurzer Zeit bildeten sich südlich vom Bahngleis E , in der Bahnhofstraße B von Brüx, Pinggen (Erdtrichter), in welche Häuser ganz oder teilweise versanken oder Risse bekamen. Diese Trichterbildung näherte sich immer mehr der Eisenbahn, an welcher etwa drei

Stunden nach der ersten Pingenbildung ebenfalls ein großer Trichter entstand, so daß drei Gleise in der Luft schwebten.

Wie aus dem beistehenden Profil (Fig. 35) entnommen werden kann, beißt das Schwimmsandlager *S* in der Bahnhofstraße *B* aus. Als im Abbauplan *A* durch das Hereinbrechen des Hangenden der Schwimmsand sich in die Grube ergoß, mußte der Schwimmsand nachrücken und, wie in einem Gefäß mit Wasser dessen Spiegel sinkt, wenn es im unteren Teile ausfließt, so mußte der Schwimmsand zuerst beim Ausbiß in der Bahnhofstraße sinken, erzeugte dadurch direkt Hohlräume oder, bei tieferer Lage derselben, durch deren Zusammensturz Pingen. Der Schwimmsandspiegel sank immer tiefer, die Hohlräume mußten sich deshalb zur Eisenbahn *E* hin bewegen.

Der Schwimmsand kam in der Grube zuerst in der fast horizontalen Grundstrecke und dann auch in den oberen Strecken zur Ablagerung, wodurch die Einbruchstelle *A* mit Schwimmsand verlegt



K = Kohlenflöz, *L* = Letten, *S* = Schwimmsand, *B* = Bahnhofstraße, *E* = Eisenbahn beim Bahnhof, *A* = Abbauplan (Einbruchstelle des Schwimmsandes).

wurde. Dadurch war ein weiteres Ausfließen des Schwimmsandes unmöglich; die größte Gefahr war behoben, doch konnten immerhin noch vorhandene Hohlräume einstürzen, was jedoch glücklicherweise nur in ganz bescheidenem Maße der Fall war. Durch die Bruchkatastrophe haben sich die Infiltrationskanäle vermehrt und erweitert, das Bodenwasser stieg wieder in dem halbzerstörten Schwimmsandlager, die Hohlräume wurden hiermit erfüllt, sogenannte Wassersäcke bildend, wodurch die Einsturzgefahr herabgedrückt wurde, falls keine neue Belastung der Höhlendecke erfolgt. Wollte man in diesem Gebiet, soweit es keine Pingen hatte, Neubauten aufführen, so mußte durch Bohrungen der Untergrund zuerst untersucht werden.

Im Brüxer Gebiet und bei ähnlichen Lagerungsverhältnissen gibt es zwei Mittel, um Katastrophen, wie die voran beschriebene, zu vermeiden, und zwar: 1. Die in der Grube geschaffenen bruchgefährlichen Hohlräume werden vollständig, am besten mittels des Schlemmverfahrens, versetzt; oder 2. man teuft einen Schacht bis zum Schwimmsand und stößt von da ein Bohrloch in eine im Flöz aufgefahrene

Strecke ab, wodurch der Sand innerhalb eines Umkreises entwässert wird. Die Verrohrung des Bohrloches wird allmählich, wie die Entwässerung fortschreitet, geköpft, und der Schacht rückt nach. Da dieser einen größeren Umfang hat als das Bohrloch, so wird dadurch die entwässerte Fläche größer. Diese zweite Methode kann bei gleichem Prinzip auch einige Abänderungen erfahren.

Über Höhlenbildung in Sanden durch Grundwasserentziehung bei Sythen, zwischen Dülmen und Halphen (Westfalen), berichtet Th. Wegner¹⁾, daß in einer Sandgrube, welche Sande des Diluviums und der Kreide abbaut, infolge des Auspumpens des Grundwassers, das Sand mitriß, 3 bis 4 m hohe Höhlen und mehrere Schläuche entstanden sind. Erstere stürzten mit starkem Gepolter ein und diese Erdfälle bedrohten nachbarliche Gebäude und die Eisenbahn.

In Schneidemühl [Provinz Posen]²⁾ wurde toniger Schwimmsand erbohrt, welcher infolge hydrostatischen Überdrucks des Bodenwassers in einer lose gewordenen Röhrenfahrt zutage trat und wodurch 14 (20?) Häuser zerstört wurden. Wir haben es auch hier nicht mit Grundwasser in unserem Sinne, sondern mit artesisch gespanntem Bodenwasser zu tun. Das Bohrloch war ein artesischer Brunnen, dessen Wasser sehr viel feinen tonigen Sand (Korngröße kleiner als 0,2 mm) auswarf, wodurch in der Tiefe (62 m) um das Bohrloch ein Hohlraum entstand, in welchen sich das Hangende senkte, welche Bewegung sich bis zum Tag fortsetzte. Nach den Berechnungen von W. Kloss entspricht die Menge des ausgeworfenen Materials = 8500 m³ der Bodensenkung. Keilhack, welcher sich um die Kenntnis des Bodenwassers der norddeutschen Ebene viele Verdienste erwarb, wies als Fanggebiet die pommersche Seenplatte nach, so daß dem artesischen Wasser im Grunde von Schneidemühl eine Druckhöhe von 152 m entspricht. Damit wird Jentzschs Hypothese vom Hangenddruck, welche überhaupt den Tatsachen nicht entspricht, überflüssig.

Ein ähnlicher Unfall ereignete sich auch im Arsenal zu Briansk³⁾ (Rußland), woselbst, wie in Schneidemühl, die Röhrenfahrt locker wurde. Man hätte, wie dies andernorts geschah, die Katastrophe da wie dort vermeiden können durch rasches Ziehen der Röhrenfahrt und Verammen des Bohrloches mittels eines schweren Pfahls.

Das Felswasser.

Das Felswasser füllt offene Klüfte, Spalten, Adern, Kanäle, kleinere und größere Höhlungen in kompakten Gesteinen oder deren lockeren Einlagerungen aus. Wie aus dieser Erklärung hervorgeht, kann gleichsam das Gefäß, welches das Wasser enthält, sehr verschieden sein,

¹⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 25, 26, 1917. — ²⁾ Jentzsch, ebenda 1893. S. 352; Kloss, ebenda 1894, S. 19; Keilhack, Prometheus 5, 148, 1890. — ³⁾ Prinz, Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung 3, 37, 1916.

weshalb wir 1. das Kluft- und Spaltenwasser von 2. dem Höhlen- und 3. dem Porenwasser unterscheiden, obschon an manchen Orten beide Typen ineinander übergehen können. In den beiden ersteren bewegt sich das Bodenwasser rascher als das Grundwasser in seinem lockeren Träger. Bei all diesen Typen, in massigen wie in geschichteten, in lockeren oder festgebundenen Gesteinen können linear gestreckte Hohlräume vorkommen, in welchen das Felswasser fließt; ist der Querschnitt klein, so spricht man von einer Wasserader, ist er größer von einem Wasserschlauch oder Wasserkanal. Je rascher das Felswasser fließt und je kürzer sein Weg ist, um so weniger kann es sich mineralisieren und um so weniger kann es sich von Bakterien, Staub, Schlamm u. dgl. reinigen.

1. Das Kluft- und Spaltenwasser.

Die Klüfte und Spalten¹⁾ finden sich sowohl in Sediment-, wie auch in Eruptivgesteinen und führen je nach ihrer Stärke und Erstreckung verschiedene Namen, wie Fugen, Klüfte und Spalten, zwischen welchen es jedoch keine scharfen Grenzen gibt. Die Fugen sind sehr eng, oft nur papierstark, pflegen in großer Zahl und oft, wie z. B. die Schichtfugen, parallel aufzutreten; sie sind oft flächenhaft weithin entwickelt. Die Klüfte sind einige Millimeter bis wenige Zentimeter stark, kreuzen sich, sind absätzig im Anhalten, doch meist in großer Zahl vorhanden. Die Spalten sind in der Regel weitgedehnte Flächen; sie verschieben häufig zwei Gebirgstteile (Schollen) gegeneinander und heißen dann Verwerfer, welche je nach der scheinbar stattgehabten Bewegung der hangenden (oberen) Scholle verschieden benannt werden, und zwar a) Sprung, wenn die Hangendscholle nach abwärts rutschte; wurde sie nach aufwärts geschoben, so ist dies b) ein Wechsel (Überschiebung); erfolgte die Verschiebung nahezu horizontal, so ist es eine c) horizontale, oder schräg eine d) schräge Verwerfung. Bei der Verschiebung der beiden Schollen konnten sich Reibungsprodukte (Besteg) bilden, welche die Spalte mehr oder weniger ausfüllten (geschlossene Spalten), so daß in ihr keine Wasserzirkulation stattfinden kann; dies ist regelmäßig bei den Wechsellern der Fall, wodurch im Gebirge Stauflächen entstehen, welche die Zirkulation unterbinden. Die anderen Verwerfungen sind häufig offene, wasserführende Spalten; sind sie mit Mineralien und Erzen gefüllt, so heißen sie Gänge, welche entweder wasserführend oder wasserstauend sind. Infolge der Verwerfung kann das nachbarliche Gestein zerrüttet, zerklüftet sein und kann dann eine Art Wassersack bilden.

Die Ursache der Spaltenbildung kann im Gestein selbst liegen oder sie wurde durch Einwirkung einer Kraft von außen bedingt; im

¹⁾ v. Höfer, Die Verwerfungen. (Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn, 1917.) Das Wasser und die Gesteinsspalten in Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung 5, Nr. 17, 1918.

ersteren Falle spricht man von Diaklasen, im letzteren von Paraklasen. Die Diaklase oder Schwundspalten können sowohl durch Substanzverlust, z. B. beim Austrocknen der Sedimente, als auch durch Wärmeverlust, wie beim Abkühlen der eruptierten Gesteine, entstanden sein; es sind dies vorwiegend Klüfte, die an ein bestimmtes Gestein gebunden sind. Die Paraklase sind Verwerfungen (Spalten) als Folge der sogenannten gebirgsbildenden Kraft, oder Insulations- und Frostklüfte; erstere können mehrere, verschiedene Gesteine durchsetzen.

Alle diese Ungängen der Gesteine müssen offen sein, d. h. sie müssen zwischen sich einen offenen Raum lassen, wenn sie Wasser führen sollen.

Bezüglich der Infiltration sei hier auf das im ersten Abschnitt Gesagte verwiesen; für sie sind die Klüfte von größter Wichtigkeit. Hingegen sind die Spalten, besonders die Verwerfungen, für die weitere Zirkulation und den Austritt des Felswassers von besonderer Bedeutung. Das Infiltrationswasser füllt die Spalte bis zu dem tiefsten Punkte ihrer Ausbißlinie an; im ursprünglichen Zustande ist dieser häufig in einem Tale gelegen, falls kein anderer Abfluß vorhanden ist. Findet ein solcher statt, so ist der Spiegel im Gebirge höher gelegen und senkt sich gegen die Ausflußöffnung parabolisch; in letzterer liegt der Scheitel der Parabel.

Dies läßt ein Versuch mit zwei nahe und parallel gestellten, in Rahmen gefaßten Glasplatten sehr gut erkennen. Füllt man den Zwischenraum zwischen den beiden Platten mit Wasser und erzeugt an einer tieferen Stelle im Seiten- oder Bodenrahmen einen Ausfluß, so stellt sich die Wasseroberfläche in Parabelform, die an der Platte oder photographisch fixiert und geometrisch untersucht werden kann. Auf Grund dieser meiner Anregung führte Prof. Dr. E. Kobald in Leoben diesen Versuch aus und unterwarf die entstandene Ausflußkurve der Analyse. Er fand, daß sie vollständig einer Parabel entspricht.

Da die Diaklase an ein bestimmtes Gestein gebunden sind, so muß auch der Wasserträger dessen Gestalt zeigen; ist das geschwundene Gestein flözartig gelagert, so heißt das darin auftretende Wasser Flözwasser, wie z. B. im Kohlenflöz. Hat das geschwundene Gestein, z. B. der Granit, eine unregelmäßige, massige Gestalt, so führt es Stockwasser.

Es sei hier ein besonderer Fall vom Vorkommen des Stockwassers kurz besprochen. Der weltbekannte Polarforscher und Geologe A. E. v. Nordenskjöld¹⁾ erbohrte auf der kleinen, schwedischen Granitinsel Arkö in 33 m Teufe vorzügliches Trinkwasser in großer Ergiebigkeit, was fast allgemein befremdete. Später wurden in Schweden nach demselben Prinzip mittels Diamantbohrung (Durchmesser 65 mm) etwa 300 Brunnen geteuf, wovon nur 5,4 Proz. Fehlbohrungen waren. Der

¹⁾ Compt. rend. Paris 120, 857. 1895.

Granit ist zerklüftet, er kann somit Atmosphärwasser aufnehmen; befremdend blieb es, daß es mit Rücksicht auf die unmittelbare Nähe des Meeres nicht brackisch wurde, was jedoch vollends befriedigend mit der Theorie des Dünenwassers (S. 109) erklärt werden kann. Da der Salzgehalt des Ostseewassers, also auch dessen Dichte, klein ist, so wird in den schwedischen Granitinseln das Süßwasser sehr tief reichen.

F. G. Clapp¹⁾ konnte in Neu-England feststellen, daß im Granit die Diaklase in der Tiefe enger und seltener werden, weshalb hier nur bis 200 Fuß (60,9 m) Tiefe das für eine Familie notwendige Wasser erschlossen werden kann. Ist bis dahin kein Erfolg, so ist es vorteilhafter, eine neue Bohrung zu beginnen, statt jene weiter zu teufen.

2. Das Höhlen- oder Karstwasser.

Das Höhlenwasser bewegt sich im Kalk, Dolomit oder Gips, also in im Wasser leichter löslichen Gesteinen, nicht etwa durchweg in großen Höhlen, sondern auch in kleineren Hohlräumen verschiedenster Art. Es tritt insbesondere in den Karstländern, von Krain bis Griechenland reichend, auf und ist von A. Grund²⁾, F. Katzer³⁾, Penck⁴⁾, N. Krebs⁵⁾, Cvijić⁶⁾, H. Bock⁷⁾, v. Knebel, Martell⁸⁾, L. Waagen⁹⁾, v. Terzhagi¹⁰⁾, Teppner¹¹⁾, v. Kerner¹²⁾ u. a. eingehender studiert worden. Die Ergebnisse dieser Studien sind teilweise widersprechend, insbesondere jene von Grund und Katzer.

Das Karstphänomen ist jedoch nicht auf die Balkanländer beschränkt, sondern über die ganze Erde verbreitet. Katzer unterscheidet seichten Karst, dessen undurchlässige Unterlage zutage austritt, und tiefen Karst, in welchem das verkarstungsfähige Gestein bis unter die Erosionsbasis (Meeresspiegel) hinabreicht. Im seichten Karst kann sich das auf der undurchlässigen Unterlage ansammelnde Wasser ziemlich ähnlich wie Grundwasser verhalten. Im tiefen Karst jedoch sammelt sich das eingesickerte Wasser nur in Höhlensträngen und Karstgerinnen.

Den Lauf des Höhlenwassers in den Karstländern charakterisiert vortrefflich Katzer¹³⁾ mit den Worten: „Die wichtigste Eigenheit des Karstes beruht in seinen unterirdischen Gerinnen. Es sind spalten-, röhren- und grottenförmige Hohlräume von verschiedener Gestalt und Größe und mit den verschiedensten Gefällsverhältnissen, bald verworren verzweigt und seltsam miteinander verbunden, bald isoliert und

¹⁾ Water supply papers, U. S. geol. Survey 258, 40, 1911. — ²⁾ Karsthydrographie, Pencks geogr. Abh. 7, 3. Heft, 1903. — ³⁾ Karst und Karsthydrographie, Zur Kunde der Balkanländer, 8. Heft, 1909. — ⁴⁾ Vorträge zur Verbreitung naturw. Kenntnisse (Wien 1904). — ⁵⁾ Pencks Geogr. Abh. 9, 2. Heft, 1907. — ⁶⁾ Morphol. u. glaziale Studien aus Bosnien usw. 2. — ⁷⁾ Mitteil. f. Höhlenkunde 6, 3. Heft, 1913. — ⁸⁾ Les Abimes (Paris 1893). — ⁹⁾ Hettners Geogr. Zeitschr. 1910. — ¹⁰⁾ Mitteil. Jahrb. k. ung. geol. Reichsanst. 30, 253, 1912/13. — ¹¹⁾ Geol. Rundsch. 1913. — ¹²⁾ Verh. k. k. geol. Reichsanst. (Wien 1912), S. 327. — ¹³⁾ l. c. S. 54.

voneinander unabhängig, unter- und nebeneinander in tausendfach wechselnder Weise das Gestein durchziehend.“

Eine andere Eigentümlichkeit des Höhlenwassers liegt auch in seiner Speisung; dieselbe erfolgt teils durch Klüfte, teils durch Schluckschlünde — im Karst Ponore genannt —, teils aber auch dadurch, daß größere obertägige Wasserläufe sich in Höhlen ergießen. Die Bulgaren vergleichen zutreffend den Karstboden mit einem Sieb.

Das in den Fugen, Klüften und Spalten zirkulierende Wasser wirkt auf die Wände nicht bloß erodierend, sondern wegen seines Kohlen-säuregehaltes auch lösend, korrodierend, wodurch anfänglich viele verzweigte rillenartige Wasserwege entstehen, welche sich allmählich vertiefen und wobei die zwischenstehenden Erhabenheiten verschwinden.

Auf diese Weise wird der anfänglich sehr enge Wasserweg stetig erweitert. Beistehendes Bild (Fig. 36) zeigt das erste Stadium der Arbeit des Höhlenwassers in der Schichtfuge eines Kalksteines. Die Schachtponore sind erweiterte Spalten. Die Klüftigkeit des Kalkes ist örtlich sehr verschieden, ja, er kann stellenweise praktisch sogar wasserdicht sein; sie kann mit dem tektonischen Bau zusammenhängen, wodurch sowohl die Einsickerung, wie auch die Wege des Karstwassers beeinflußt werden. In Senkungsfeldern oder gewissen Dolinen versickert

Fig. 36.



Wasserrillen in der Schichtfuge eines Kalksteins.
Nach M. L. Fuller.

viel Wasser. Wo eine Quelle von einem versunkenen Poljenfluß stammt, dürfen Höhlen vorausgesetzt werden; trübt sich dieser, so wird auch das Quellwasser trüb. An den Bruchlinien treten wiederholt Quellen, auch submarine, aus. H. Bock, welcher im allgemeinen Katzers Anschauungen über Karsthydrographie teilt, vergleicht das Vorkommen von Spaltenwasser mit einer Druckwasserleitung, jenes in Höhlen mit einer Gravitationsleitung. Eine reiche Infiltration wird sich dort durch ein allmähliches, hier durch ein sehr rasches Ansteigen der Quellenergiebigkeit ausprägen. Die Höhlenflüsse werden auch raschere Temperaturänderungen zeigen. Aus der Tatsache, daß naheliegende Karstquellen oft bedeutende Temperaturunterschiede zeigen, folgert F. v. Kerner, daß ein allgemeiner Zusammenhang des Kluftwassers im Karst nicht besteht.

Vergegenwärtigt man sich das von Katzer so plastisch geschilderte Höhlen- und Kluftsystem und denkt sich dasselbe mit Infiltrationswasser gefüllt, so kann der Verlauf des Höhlenwassers sehr verschieden sein. Ist der offenste, aus Grotten und mächtigeren Schläuchen

gebildete Wasserweg in diesem System am tiefsten gelegen, so wirkt er wie ein unterirdischer Fluß- oder Bachlauf, dem die höher gelegenen Kanäle ihr Wasser mit steilerem Gefälle zusenden. Wird es in diesem Hauptgerinne rasch abgeführt, so herrscht in den Wasserläufen keine allgemeine Spannung, sie sind nur von der Gravitation beeinflusst. Fehlt jedoch ein solches mächtiges Hauptgerinne oder liegt es nicht tiefer, sondern höher oder in gleicher Höhe¹⁾ mit den übrigen Wasserwegen, so ändert sich das hydrologische Bild wesentlich. Das Wasser wird nicht einer großen Rinne zufließen, sondern sich gleichmäßig durch das ganze Höhlensystem verbreiten, und der Wasserspiegel wird dem des Grundwassers ähnlich (Schichtgerinne). Diese Erscheinung ist von Grund zu sehr verallgemeinert und überschätzt worden, wodurch er anscheinend zur Aufstellung seiner so vielseitig bekämpften Karstgrundwasserhypothese veranlaßt wurde, welche im wesentlichen sagt, daß im Karst ein stagnierendes Grundwasser bestehe, auf welchem sich rinnen- des Karstwasser, also ein Grundwasserstrom, fortbewege, somit ganz übereinstimmend, wie dies auf S. 69 vom Grundwasser erläutert wurde. Durch das Steigen und Fallen des Karstwasserspiegels werden die eigenartigen Erscheinungen der Karsthydrographie bedingt. Grund hat später diese seine Hypothese in manchem umgebildet, ohne damit an Überzeugungskraft gewonnen zu haben.

Ein Beispiel eines Grundwasser ähnlichen Verhaltens bietet die Umgebung von Pola (Istrien); daselbst wurden auf Anregung Höfers die Brunnenspiegel nivellistisch verbunden und deren Schwankungen beobachtet; auf diese Weise wurden vom k. und k. Marine-, Land- und Wasserbauamt in Pola für die Zeit vom 28. März 1895 bis zum 26. Juli 1899 zehn Hydrohypsenskarten hergestellt, aus welchen entnommen werden konnte, daß der Spiegel des Höhlenwassers ein ziemlich gleichmäßiges, einheitliches Gefälle besitzt und ebenso gleichförmig schwankt wie der des Grundwassers.

Erstreckt sich das tiefer liegende Hauptgerinne abwärts bis zu Tage, so wird es bei entsprechender Speisung mit einer mächtigen Quelle enden, die öfter sofort einen beträchtlichen Bach speist; solche Höhlenquellen heißt man Vaclusequellen, da jene in Vacluse (Südfrankreich, bei Avignon) zuerst allgemein bekannt wurden. Das Hauptgerinne dieser Quellen wird häufig durch versinkende Bäche und Flüsse gespeist, was jedoch zur Bildung von Vaclusen nicht unbedingt notwendig ist. So versinkt am Krainer Karst die nordwärts fließende Poik bei dem bekannten Adelsberg in Höhlen, fließt 4 km bis Planina unterirdisch, tritt dort, Unz genannt, wieder zu Tage, versinkt dann neuerdings und kommt nach 8 km bei Oberlaibach abermals zum Vorschein. Einige andere Beispiele dieser Art werden bei den Höhlenquellen erwähnt werden.

¹⁾ Gewisse Bänke des Kalkes sind gegen das Wasser weniger widerstandsfähig, weshalb sich in diesen die Höhlen aller Art entwickeln; dadurch sind diese gleichsam schichtenförmig verbreitet.

In inundierten Poljen kann man jedoch nach Katzer¹⁾ beobachten, daß ein Ponor (schlauchartige Höhle bis zu Tage, griechisch Kata-vothren) das Wasser schluckt, was sich am Wasserspiegel durch einen gewaltigen Wirbel bemerkbar macht. In einem solchen Falle ist die Erklärung Grunds hinsichtlich der Bildung der Poljenseen durch aufsteigendes Karstwasser nicht zulässig. Katzer erklärt diese Erscheinung mit „der Wirksamkeit wasserführender Karstgerinne und aus dem Mißverhältnis zwischen Zufluß und Abfluß des Wassers im Polje“.

Der in einer Höhle, in Schluckschlünden (Ponore) oder in Spalten verschwindende Fluß kann anfänglich einem Höhlenstrang folgen; dieser kann, wie so oft, unterirdische Seen und Kaskaden bilden; er kann sich aber auch verengen, gabeln, zu Röhren und Klüften umformen, wodurch die Wirkung des Hauptkanals verwischt wird und das Wasser nicht mehr als Vaocluse austreten kann, sondern mehrere geringer mächtige Quellen speist.

Katzer²⁾ zeichnet auch mehrere Höhlenwasserhorizonte (Stockwerke) übereinander, wodurch verschiedene Probleme auf einfache Weise befriedigend erklärt werden können. Dies dürfte damit zusammenhängen, daß die verschiedenen Bänke des Kalkes in verschiedenem Maße zur Höhlenbildung geneigt sind, so der dichte, mineralisch reine oder bituminöse Kalk ganz besonders. Es bilden sich dann vorwiegend Schichtgerinne, welche mit dem Grundwasser eine viel größere Ähnlichkeit haben, als die Spaltengerinne.

Auch R. Michael unterscheidet im triadischen Kalk-Dolomit Oberschlesiens zwei Wasserstockwerke, welche durch die mehr oder weniger durchlässigen Chorzonener Schichten getrennt sind. Martell berichtet, daß die Wasserzirkulation in verschiedenen Horizonten stattfindet.

3. Das Porenwasser.

Kleine Hohlräume werden in der Hydrogeologie gewöhnlich Poren genannt, wie dies bereits früher (S. 34) erläutert wurde. Es gibt nun verschiedene porenreiche Gesteine, wie z. B. Sandstein, Konglomerat, vulkanische Tuffe u. a., welche in ihren Poren eine Wasserzirkulation gestatten. In feste Gesteine können auch wenig oder gar nicht zementierte klastische Gesteine (Sand, Schotter) eingebettet sein, welche ebenfalls unterirdische Wasserwege bilden. Es werden hier ähnliche Verhältnisse auftreten, wie sie beim Grundwasser bereits erläutert wurden und bei den artesischen Quellen (S. 139) besprochen werden. Das Porenwasser findet sich vorwiegend in den Sedimentgesteinen, in welchen sich zu den Poren auch die Schichtfugen gesellen; hierfür eignet sich vortrefflich die Bezeichnung Schichtwasser, die A. Steuer vorgeschlagen hat.

¹⁾ Karst und Karsthydrographie, S. 52. — ²⁾ Ebenda, S. 80, Fig. 28.

Quellen.

Der natürliche Austritt des Bodenwassers oder des Schmelzwassers der Gletscher an die Erdoberfläche, in einen unterirdischen Hohlraum oder in das Tagwasser wird eine Quelle genannt¹⁾.

Für die Quellenbildung sind nebst den Niederschlägen die geotektonischen Verhältnisse und der petrographische Charakter der Gesteine maßgebend.

Man hat ganz allgemein vadose und juvenile Quellen unterschieden; erstere beziehen ihre Wasser vom Tage, letztere aus dem Magma, gehören deshalb zu den Thermene, in welchem Abschnitt die juvenile Entstehung des Wassers besprochen werden wird. Wir haben es hier somit nur mit den vadosen Quellen zu tun. Diese wurden verschieden eingeteilt und nur insofern hat sich eine allgemeine Zweiteilung ziemlich allgemein durchgerungen, daß man I. abfallende und II. aufsteigende Quellen unterscheidet. Bei ersteren fließt das Bodenwasser vor seinem Eintritt in die Erde vermöge seiner Schwere vorwiegend nach abwärts, während bei den letzteren der vom Tage hinabführende Quellast mit einem zweiten kommuniziert, in welchem das Wasser infolge des hydrostatischen Überdrucks des abfallenden Astes zur Quelle emporsteigt. In der Quelle fließt also das Wasser vor seinem Austritt nach abwärts (abfallende Quelle) oder nach aufwärts, hat also Auftrieb (aufsteigende Quelle). Der Auftrieb wird zumeist, wie erwähnt, durch hydrostatischen Überdruck nach dem Gesetz des kommunizierenden Gefäßes bedingt, seltener durch Gase oder Dämpfe, in welchem Falle eine Mineralquelle entsteht und in diesem Abschnitt besprochen werden wird.

Die Unterabteilungen in jenen beiden großen Gruppen sind sehr verschieden, je nachdem dieses oder jenes Prinzip als Grundlage genommen wird. Wie gewöhnlich stößt auch hier die Systematik auf große Schwierigkeiten, welche durch die Übergänge und Kombinationen noch erhöht wird; es kann sich um keine eigentliche Klassifikation der Quellen handeln, sondern wir müssen uns mit der Aufstellung von Quellentypen bescheiden. Nachfolgend teile ich die Quellen vorwiegend nach den unterirdischen Wasserwegen:

I. Abfallende Quellen.

- | | | |
|-------------------|---|---|
| 1. Gehängequellen | { | a) Gletscherquellen.
b) Schuttquellen.
c) Lavaquellen.
d) Tuffquellen.
e) Gehängemoorquellen. |
|-------------------|---|---|

¹⁾ L. van Werweke, Über den Begriff Quelle. Mitteil. Philomat. Ges. Elsaß-Lothringen 5, Heft 3, 1915.

2. Grundwasserquellen.
3. Schichtquellen $\left\{ \begin{array}{l} \text{a) Grenzschiehtquellen.} \\ \text{b) Schichtfugenquellen.} \\ \text{c) Flözquellen.} \end{array} \right.$
4. Überfallquellen $\left\{ \begin{array}{l} \text{a) Überfallquellen im engeren Wortsinne.} \\ \text{b) Sackquellen.} \end{array} \right.$
5. Höhlenquellen.
6. Spaltenquellen (Gipfelquellen).

II. Aufsteigende Quellen.

1. Hydrostatische Druckquellen.
2. Gas- und Dampfquellen (siehe Mineralquellen).

I. Abfallende Quellen.

Wie erwähnt, fließt bei ihnen das Bodenwasser infolge seiner Schwere bis zur Quelle vorwiegend nach abwärts; es pflegt deshalb in vielen Fällen in keine große Tiefe einzudringen, wird deshalb von der Erdwärme nicht oder nicht wesentlich beeinflusst, weshalb die Temperatur dieser Quellen annähernd der mittleren Lufttemperatur entspricht und deren Schwankungen in abgeschwächtem Maße mitmacht. Letztere sind um so fühlbarer, je weniger tief das Bodenwasser in die Erdkruste eindringt.

Das Bodenwasser der abfallenden Quellen steht entweder gar nicht oder nur vorübergehend unter Druck; es kommt während seines Laufes, der nach den Linien des geringsten Widerstandes erfolgt, mit der Luft in Berührung.

1. Gehängequellen.

Das das Wasser nicht oder schwer durchlassende Gehänge ist von einem wasserlässigen Gestein, zu welchem auch Eis gehört, bedeckt; die hierauf fallenden und die vom höher liegenden Gehänge abfließenden Niederschläge sickern durch die Decke und fließen am Boden, also dem ursprünglichen Gehänge, nach abwärts. Auch Wasseraustritte aus dem Gehänge (Quellen) können sich zum Speisewasser gesellen. Das eingedrungene Wasser sammelt sich in Rinnsalen des Bodens. Es kann in denselben oder mittels eines am Boden der Decke vorgetriebenen Stollens oder einer Rösche aufgefangen werden. Gewöhnlich am Fuße der Decke tritt das Wasser als Quelle zutage.

a) Gletscherquellen.

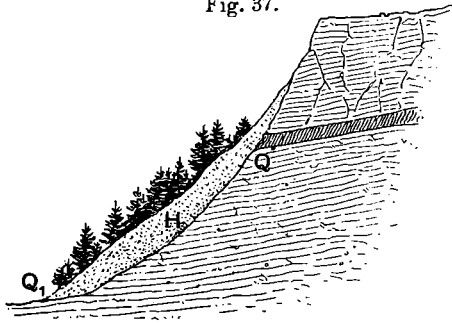
Das Schmelzwasser bildet bei Gletschern oft mächtige Quellen, während es bei Schneemassen, wie diese selbst, nur vorübergehend auftritt und deshalb keine weitere Bedeutung beanspruchen kann. Die Gletscher schmelzen unterhalb der Firnlinie ab, das Wasser versickert

durch die Spalten des Gletschers bis zu dessen Boden, woselbst es auf der wasserundurchlässigen Grundmoräne talwärts fließt und am Gletscherfuße oft in einer Gletschertor genannten Höhlung zutage tritt, die Gletscherquelle bildend. Das Wasser führt von der Grundmoräne schlammiges Gereibsel mit, ist davon weiß gefärbt, weshalb es Gletschermilch genannt wird. Die Gletscherquelle ist besonders im Sommer der Ursprung mancher beträchtlicher Bäche, deren Wasser oft auf mehrere Kilometer Entfernung die weiße Trübung zeigt. Das Abschmelzen des Gletschers hängt von der Tagestemperatur ab, weshalb die Gletscherquellen in ihrer Ergiebigkeit, die im Sommer auch noch vom Regen beeinflusst wird, sehr schwanken.

In den Alpen ist die oberste Grenze dieser Quellen in etwa 3000 m Seehöhe gelegen.

Wegen des großen Schlammgehaltes, der sich nur schwer entfernen läßt, werden die Gletscherquellen als Genußwasser nicht benutzt; sie sind jedoch oft die Quellen größerer, wenn auch sehr veränderlicher, roher Energien.

Fig. 37.



Schuttquelle.

b) Schuttquellen, welche am Fuße der Schutthalden und Bergstürze auftreten. Diese ziehen sich als Gesteinsschutt *H* (Fig. 37) auf festem, meist steilem und von eingesickertem Schlamm bedecktem Felsboden im Gehänge eines Berges hinan. Die direkt

darauf fallenden Niederschläge, sowie die vom darüber liegenden Berge abfließenden versickern in dem lockeren Schutt in der Regel gänzlich. Das Bodenwasser fließt am festen Fels ab, der gewöhnlich unten im Tale zutage tritt, und mit ihm das Wasser als Quelle oder Sumpf. Je steiler der Schuttboden, desto rascher ist auch der Abfluß des Bodenwassers, weshalb nur wenige Wasserreserven sich bilden können; deshalb verschwinden die Schuttquellen in trockener Jahreszeit sehr häufig, sie sind sogenannte Hungerbrunnen. Das Wasser der Schuttquellen ist wegen der im Schutt stattfindenden großen Verdunstung außergewöhnlich kühl.

Ist die Ergiebigkeit sehr schwankend, so könnte mittels einer Staumauer in der Halde ein Reservoir geschaffen werden, wobei jedoch die Gefahr ist, die Halde in Bewegung zu bringen. Ist die Ergiebigkeit einer relativ kleinen Schutthalde entspringenden Quelle ziemlich konstant, so ist dies durch eine von der Halde bedeckte Quelle *Q* (Fig. 37) bedingt, die sich manchmal an der Oberfläche der Decke durch feuchte Stellen oder Vegetation verrätet.

c) Lavaquellen.

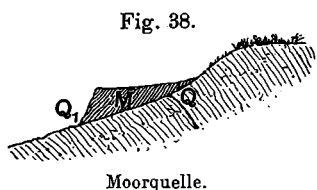
Denkt man sich statt einer Schutthalde einen Lavastrom, durch dessen Klüfte und Blasen das Niederschlagswasser zum Boden (Gehänge) einsickert, so kann man all das dort Gesagte hierher übertragen. Manchmal, wie im französischen Hochplateau, versickern auch Bäche im Lavastrom und es gibt dann mächtige Lavaquellen.

d) Kalktuffquellen

haben mit den Lavaquellen die größte Ähnlichkeit. Das Eigentümliche liegt darin, daß sie die Decke sich selbst aufgebaut haben und meist stetig dadurch noch vergrößern, daß sie aus ihrem Wasser durch Verlust von Kohlensäure den Kalk als zelligen oder löcherigen Tuff ausscheiden. Diese Quellen geben sehr hartes Wasser.

e) Moorquellen.

Sie werden nicht ausschließlich von Niederschlägen, sondern auch von einer vom Moor bedeckten Quelle Q , welche die Moorbildung bedingte, gespeist (Fig. 38). Die verdeckte Quelle ist nahe dem Oberrande des Moores zu suchen:



2. Grundwasserquellen.

Schneidet der Grundwasserspiegel die Erdoberfläche, so tritt das Wasser als Grundwasserquelle zutage. Dies ist häufig an der untersten (tiefsten) Stelle des Spiegels bei Q_2 (Fig. 39) der Fall oder dort, wo er von einer grabenförmigen Vertiefung angeschnitten wird. Je mächtiger

Fig. 39.

 Q_1 und Q_2 Grundwasserquellen.

der Strom, und nur dieser ist bei der Quelle zu berücksichtigen, je größer also auch das Fanggebiet ist und je weniger Austrittsstellen vorhanden sind, um so ergiebiger ist die Quelle. Eine solche kann auch dort auftreten, wo bei geringer Überdeckung infolge der Verengung des seichten Grundwasserstromes dessen Spiegel bis an die Erdoberfläche emporgehoben wird, was auch durch den Übertritt des Stromes von einem lockeren Wasserträger, z. B. Schotter, in einen dichteren, z. B. Feinsand oder gar Sandstein, veranlaßt werden kann; oder auch dadurch, daß sich vom Tag aus ein Tonkeil in das Grundwasser einschaltet (Q_1).

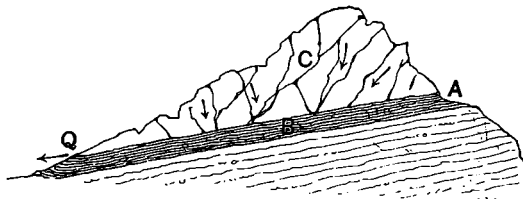
3. Schichtquellen.

Dieselben treten in Schichtgesteinen auf und sind dreierlei Art, und zwar a) Grenzschichtquellen, b) Schichtfugenquellen und c) Flözquellen.

a) Grenzschichtquellen.

Dieser Typus ist in der Natur häufig und in mannigfaltigen Abarten vertreten. Ihre Eigentümlichkeit besteht in der Regel darin, daß ein wasserlässiges Gestein *C* (Fig. 40) von einem undurchlässigen oder schlechter durchlässigen Gestein *A* unterlagert ist; an der Grenze der beiden sammelt sich das Bodenwasser an, fließt nach dem Gefälle der undurchlässigen Schicht, beeinflußt von den Linien des geringsten Bewegungswiderstandes, ab und tritt am tiefsten Punkte der Ausbisslinie als Quelle *Q* zutage. Ist jedoch die Grenze muldenförmig, so fließt dementsprechend das Wasser vorwiegend in dieser Naturrinne,

Fig. 40.



Grenzschichtquelle.

welche entweder durch Faltung oder durch Erosion entstanden ist, und tritt am Ausbiss derselben als Quelle aus. Die Grenzschicht kann auch durch einen wasserdichten Wechsel (Überschiebung) ersetzt werden.

In den Kalkalpen treten reiche Grenzschichtquellen häufig in der Nähe des Werfener Schiefers, eines meist rot oder grün gefärbten Sandsteinschiefers mit tonigem Bindemittel, auf, welcher von Kalk und Dolomit überlagert wird.

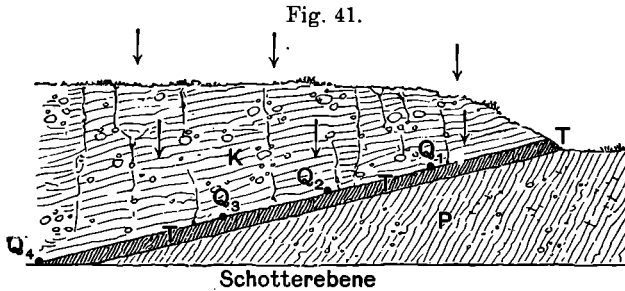
Die mächtigen Quellen des Höllentals (Niederösterreich) usw., auf welche E. Sueß die erste große, so segensreiche Wiener Wasserleitung basierte, gehören hierher. Auch die mergeligen Raibler Schichten und ihre Äquivalente bedingen in den Kalkalpen häufig Quellen. Es sei hier ein beachtenswerter Zusammenhang erwähnt. In Kärnten haben die alten Schürfer auf Bleierze insbesondere jene Gebiete im Kalk- und Dolomitgebirge genau untersucht, wo Quellen auftreten; sie hatten wiederholt Erfolg, da die Blei- und Zinkerze an die Nähe der wasserundurchlässigen Raibler Schichten gebunden sind, welche sich als Quellen offensichtlich verraten.

In der germanischen Triasprovinz liegen die Quellenhorizonte entweder an der Grenze des Muschelkalkes mit dem Röt oder an jener des Buntsandsteins mit dem Rötelschiefer, oder wie im Schwarzwald und in den Vogesen mit Granit oder kristallinen Schiefen, in der böhmisch-sächsischen Schweiz an der Scheide des Quadersandsteins mit dem mergeligen Pläner. Im Schwäbischen Jura bedingen die tonigen

Horizonte, wie z. B. der Posidonien-schiefer, der Ornaten- und Opalinuston die Schichtquellen.

Längs des Ausbisses eines wasserdichten Schichtgesteins treten oft mehrere Quellen auf, deren Ergiebigkeit mit der tieferen Lage zunimmt. So z. B. in der Sattnitz südlich von Klagenfurt, woselbst sich ein langer Konglomeratzug (*K*, Fig. 41) von Westen nach Osten erstreckt, der von einem oder mehreren Tonlagern *T* unterteuft ist, die auf Phyllit *P* ruhen. Längs des Ausbisses waren mehrere Quellen Q_1 bis Q_4 , die jedoch mehr oder weniger verschwanden, als bei Q_4 ein Stollen längs der Grenze des Konglomerats und des Tones vorgetrieben wurde, welcher einen raschen und reichen Abfluß des sich dort stauenden Bodenwassers gestattete.

Man wird immer bestrebt sein, die tiefste Quelle eines Bodenwasserregimes zu fassen, da dieser das größte Fanggebiet entspricht, also die größte Ergiebigkeit erwarten läßt.



Q_1 bis Q_4 Grenzschichtquellen in der Sattnitz.

Die Grenzschichtquellen sind um so ergiebiger und die Ergiebigkeit unterliegt weniger Schwankungen, je flacher die Steinscheide liegt; denn dadurch wird das Fanggebiet größer und der Ablauf findet langsamer, somit in einem größeren Zeitraum gleichmäßiger statt.

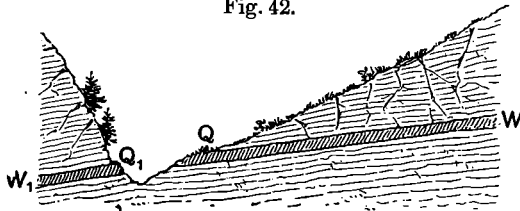
Die Ergiebigkeit solcher Schichtquellen wird auf die folgende Weise erhöht; man treibt an der wasserführenden Gesteinsgrenze, also im Hangenden der wasserdichten Schicht, einen Stollen oder Querschlag, wodurch der Wasseraustritt nicht an einer einzigen Stelle, sondern längs einer Linie erfolgt; es werden dadurch mehr Wasserfäden abgefangen.

Der Bau der Schichtgesteine ist naturgemäß für die Verteilung der Quellen von größtem Einfluß; wir können folgende Fälle unterscheiden:

a) Wenn in einem Tal die Schichten auf beiden Gehängen nach gleicher Richtung fallen (Isoklinaltal, Fig. 42), so werden die Quellen Q in den meisten Fällen nur in jenem Gehänge auftreten, in welchem die Schichten dem Tale zufallen (in der Figur rechts), während das andere Gehänge quellenfrei ist, da hier das Infiltrationswasser auf der wasserdichten Schicht W_1 in den Berg fließt und die direkten Nieder-

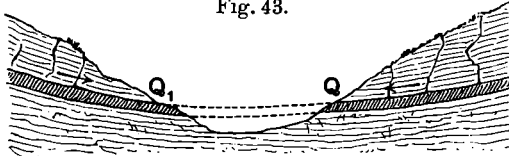
schläge in den Schichtfugen und Spalten verschwinden. Dies äußert sich auch in der Vegetation, die das Gehänge mit den Quellen bedeckt, während das andere kahl oder nur bewaldet ist, wenige oder gar keine Ansiedelungen hat. Dies ist jedoch auch dadurch mitbedingt, daß das

Fig. 42.



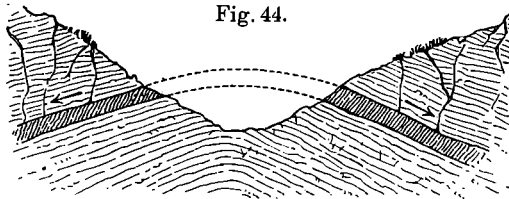
Grenzschichtquellen im Isoklinaltal.

Fig. 43.



Grenzschichtquellen im Synklinaltal.

Fig. 44.



Grenzschichtquellen im Antiklinaltal.

Diese drei Fälle entsprechen den meisten Möglichkeiten in der Natur bezüglich aller Schichtenquellen; durch Verwerfungen können diese Typen Komplikationen erfahren, welche der Geologe an der Hand der Erläuterungen über die Spaltquellen meist leicht entwirren wird.

Die Temperatur der Schichtquellen ist sehr verschieden und hängt von mehreren Faktoren ab, wie dies später erläutert werden wird.

b) Schichtfugenquellen.

Ist in einem Schichtgestein eine Schichtfuge S (Fig. 45) stärker geöffnet, so wird in sie sowohl in deren oberen Ausbiß S_1 das Wasser vom Tage einsickern, als auch alle Wasser, welche auf Spalten dieser Fuge im Hangenden zusitzen, werden in ihr abfließen, da sie darin einen geringeren Bewegungswiderstand finden. Diese mächtigere Fuge hat also dieselbe hydrologische Bedeutung, wie in dem früheren Falle (a) die Grenzfläche. Bei den Grenzschicht- und bei diesen einfachen Schichtfugenquellen wird man an der Grenzfläche oder an der

Gehänge mit den dem Tal zufallenden Schichten flacher, das mit den abfallenden meist steiler ist.

b) Fallen die Schichten in den beiden Gehängen dem Tale zu (Synklinaltal, Fig. 43), so sind die hydrologischen Verhältnisse auf beiden Seiten gleich oder wenigstens ähnlich. Es können deshalb die Quellen an beiden Talseiten auftreten.

c) Fallen jedoch in beiden Gehängen die Schichten vom Tale weg (Antiklinaltal, Fig. 44), so sieht es mit den Quellen sehr ärmlich aus, da das Bodenwasser rechts und links vom Tale abgeleitet wird. Eine Quelle könnte nur als Überfallquelle entstehen.

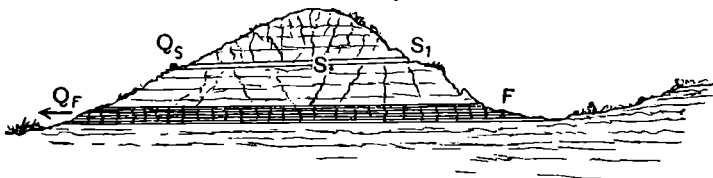
Schichtfuge mittels einem streichenden Stollen oder Schacht mit Streichstrecke das Wasser anfahren und ergiebiger erschließen können.

Es können in einem Gestein mehrere oder auch viele Schichtfugen wasserführend sein, so daß ein ganzes Fugensystem entsteht. Jede Fuge führt Wasser, wenn auch unter sonst gleichen Verhältnissen keine so viel als wie im voranstehenden Beispiele. Verquert man mit irgendeinem Einbau, Stollen, Querschlag, Tunnel, Schacht oder Bohrloch ein solches Fugensystem, so kann die Wasserergiebigkeit ganz bedeutend sein.

c) Flözquellen.

Ein anderer Fall ist der, daß in einem wenig oder gar nicht wasser-durchlässigen Gestein eine Einlagerung, ein Flöz F (Fig. 45), vorhanden ist, welches vermöge seiner Schichtfugen und den Querklüften und -rissen wasserführend ist. Dies ist besonders dann der Fall, wenn das

Fig. 45.



Q_s = Schichtfugequelle, F = Flözquelle.

Flöz reichlich von Schwundspalten (Lassen, Schlichten) durchsetzt ist, wie dies oft bei der Kohle der Fall ist. Selbst sonst wasserundurchlässige Mergellager und Flöze können durch solche Lassen wasserführend werden. Fährt man mittels eines Einbaues ein solches Wasserflöz an und durch, so kann man oft große Wassermassen gewinnen.

Alles was von den Grenzsichtquellen bezüglich der Lagerung, Ergiebigkeit u. dgl. gesagt wurde, gilt sinngemäß auch von den Schichtfugen- und Flözquellen.

Das Flöz ist oft leichter verwitterbar, als die Gesteine im Hangenden und Liegenden, weshalb sich bei seinem oberen Ausbiß ein Tälchen oder ein Sattel bildet; insbesondere im ersteren sammeln sich die Niederschläge reichlicher und speisen das Flöz und dessen Quelle ausgiebiger mit Wasser.

4. Überfallquellen.

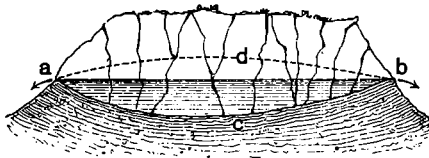
Ein wasserlässiges, festes Gestein nimmt Wasser auf, das umgebende wasserdichte Gestein bildet gleichsam ein Gefäß, in welchem es sich ansammelt. Ist dieses bis zum Rand gefüllt, so wird neu hinzutretendes Wasser überfließen und wieder am Tage austreten müssen. Ist jenes Gefäß eine Mulde, so entsteht eine Überfallquelle, die sich von der Grundwasserquelle wesentlich dadurch unterscheidet, daß

der Wasserspiegel im festen Hangendgestein stärker gewölbt (gespannt) ist und das Wasser deshalb auch nach mehreren Richtungen abfließen und Quellen bilden kann. Ist jedoch das wasserlässige Gestein zwischen zwei wasserdichten Gesteinen gleichsam wie in einen Sack eingeschlossen, so bildet sich eine Sackquelle.

a) Die Überfallquelle (im engeren Wortsinne).

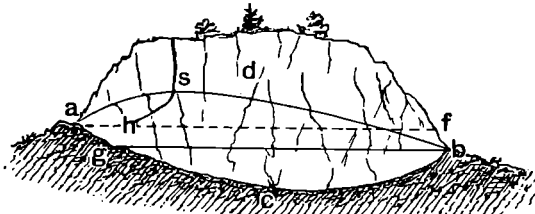
Es sei in Fig. 46 *c* eine wasserdichte Unterlage und *d* eine wasserlässige Gesteinsdecke: Liegen *a* und *b* nahezu in gleicher Seehöhe, so wird an jeder dieser Stellen eine Quelle auftreten; denn ist der Stau unterhalb der Ebene *ab*

Fig. 46.



a und *b* Überfallquellen.

Fig. 47.



a = einseitige Stauquelle, *c* = wasserdichtes Gestein,
b = wasserlässige Decke, *gb* = Spiegel des Staus,
asf = Stromspiegel.

unterhalb der Ebene *ab* hergestellt, so wird bei neuerlicher Wasserzufuhr vom Tage der Strom gebildet, dessen Spiegel von den Quellen *a* und *b* gegen das Innere von *d* hin ansteigen muß, und zwar um so mehr, je größer die Bewegungshindernisse sind; der Spiegel wird deshalb gewölbt erscheinen, wie dies die punktierte Linie *adb* andeutet.

Es ist jedoch gar nicht immer notwendig, daß *a* und *b* in gleicher Seehöhe liegen, um beiderseits Quellen zu bilden.

Bei beiden Wasserständen liegt der höchste Punkt *s* (Fig. 47) des Stromspiegels näher bei *a* als bei *b*. Der Quelle *a* entspricht im Profil die Wassermenge *ahs*, hingegen der Quelle *b* *ahsbg*, weshalb diese viel ergiebiger als *a* ist. Einen ähnlichen Fall beschreibt L. Reuter¹⁾ aus dem Bayerischen Jura, woselbst eine Überfallquelle *a* mit einer Grenzschichtquelle *b* kombiniert ist. Denkt man sich im voranstehenden Bilde die Oberfläche der wasserdichten Unterlage *c* als eine Ebene, also *acb* als eine Gerade, so erhält man die zu diesem Fall gehörende Figur.

Daß auch eine Schichtquelle Überfallsquelle werden kann, wurde auf S. 128 c) erläutert.

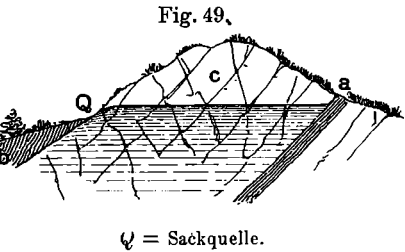
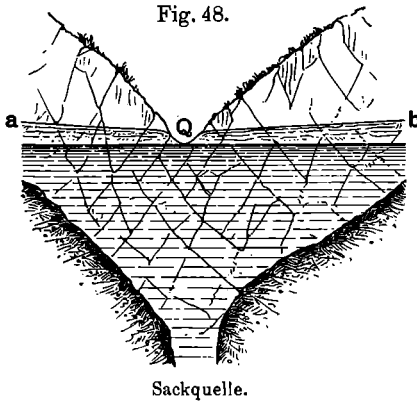
b) Sackquellen.

In einem mit groben Sand gefülltem Gefäße ist im oberen Teile seitlich ein Loch; jenes wird mit Wasser gefüllt, bis dieses das Loch

¹⁾ Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung 3, 109, 1916.

erreicht, es ist der Stau. Strömt dann mehr Wasser zu, so wird es beim Loch ausfließen. Das wäre bildlich das Prinzip der Sackquellen. In der Natur wird das Gefäß durch zwei wasserdichte Gesteine gebildet, zwischen welchen als Ausfüllung ein wasserlässiges Gestein liegt.

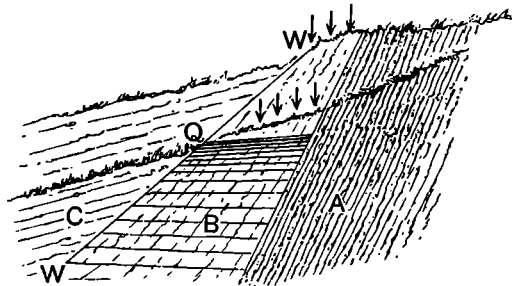
Eine Sackquelle sei an einem Stock eines zerklüfteten Eruptivgesteins erläutert, welcher in wasserdichte Gesteine sackförmig eingebettet ist. Der Sack, gleichsam die Wurzel des Eruptivstocks, füllt sich mit Wasser, bis es die Talsohle bei *Q* (Fig. 48) erreicht. Die neuerliche Infiltration wird den



Wasserspiegel bis *a* und *b* erhöhen, infolgedessen ein Wasserauslauf, eine Quelle, am tiefsten Punkt der Oberfläche bei *Q* erfolgen wird.

Ein anderes Beispiel einer Sackquelle ist in Fig. 49 erläutert. *a* und *b* sind wasserdichte Schichten, *b* z. B. ein Lehmlager, und *c* ist ein wasserlassendes Gestein, welches in der Tiefe irgendwie derart abgeschlossen ist, daß es gar keinen oder keinen genügenden Wasser-

Fig. 50.



Q = Sackquelle am Wechsel *W W*, *B* = Wassersack, *A* = wasserdichtes Gestein.

abfluß hat, infolgedessen das Wasser sich gleichsam in einem Sack aufstaut, bis es den Oberrand von *b* erreicht und als Quelle *Q* zum Vorschein kommt.

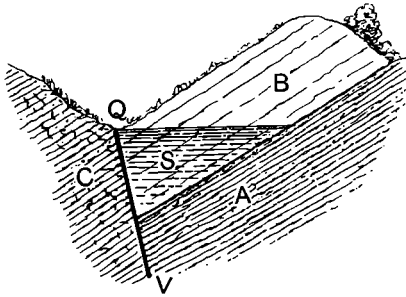
Wenn der Ausfluß von *a* tiefer liegen würde als der Oberrand von *b*, so würde selbstredend die Quelle bei jenem Ausfluß erscheinen.

Wechsel (Überschiebungen) sind fast immer mit einem starken, wasserdichten Besteg (Reibungsprodukt) versehen und dichten deshalb

ebenso ab, wie wasserdichtes Gestein. Es kann somit auch ein Wechsel *W* die Bildung eines Wassersackes und eine Sackquelle mitbedingen, wie dies Fig. 50 erläutert.

Auch andere Verwerfer können eine Sackquelle veranlassen, ohne daß sie einen Besteg haben. Es sei ein Beispiel in Fig. 51 gegeben,

Fig. 51.



Q = Sackquelle, *A* und *C* = wasserdichte Gesteine, *B* = wasserführend, *S* = Wassersack, *V* = Verwerfer (Sprung).

welches in verschiedenen Abänderungen in der Natur wiederkehrt. Nebenher sei bemerkt, daß Verwerfer oft Talbildung bedingen, weshalb solche Sackquellen, die auch Verwerfungsquellen genannt werden, oft in Tälern auftreten.

5. Höhlen- oder Karstquellen.

Die Eigentümlichkeiten des Höhlenwassers wurden früher (S. 118) besprochen. Tritt die Höhle an ihrem unteren Ende direkt in das Freie oder ziehen

sich von dieser eine oder mehrere Klüfte zutage, so tritt auch das Wasser als Quelle (Höhlenquelle) an die Oberfläche der Erdkruste.

Aus dem Höhlenmund treten im Kalkgebirge manchmal sehr mächtige, stetig fließende Quellen, ja starke Bäche aus, welche sofort Mühlen treiben, wie z. B. die Quelle der Sorgue bei Avignon im Vacluse (Südfrankreich), weshalb man diese dauernd starken Höhlenquellen, wie bereits erwähnt, auch Vaclusequellen nennt. Die genannte liefert in den Monaten Februar bis Mai 30 bis 50, im Sommer und Herbst 8 bis 10 m³ Wasser in der Sekunde. Das 165 000 ha große Infiltrationsgebiet ist eine mächtige, von Höhlen, Klüften und Dolinen durchzogene Urgonplatte, unter welcher eine wasserundurchlässige Neokommulde (Mergel u. dgl.) liegt, die das Wasser ansammelt, das am tiefsten Punkt als Quelle überfließt. Die Reka (Krainer Karst) verschwindet bei St. Kanzian in einer Höhle und kommt nach 33 km langem unterirdischen Lauf viel tiefer bei Duino als Timavo und als ein Quellensystem am Nordrand des Golfs von Triest wieder zutage, was durch in die Reka geschüttetes Lithiumchlorür sicher nachgewiesen wurde, nachdem vorher die Versuche mit Fluorescin versagten. Nach Krebs¹⁾ ist die Ergiebigkeit der Timavoquellen (26 620 l/sec) fünfundsinganzigmal größer als die der Reka, welche somit auf ihrem unterirdischen Lauf sehr bedeutende Zuflüsse aufnimmt. Die Donau im Schwarzwalde Württembergs verschwindet zwischen Immendingen und Tuttligen an drei Stellen im klutfreichen Malmkalk und erscheint nach 11 km 170 m tiefer als Aachquelle in Baden, die dem Rhein

¹⁾ Petermanns Geogr. Mitteil. 1908.

tributär ist; dies wurde mittels 200 Zentner Kochsalz und später auch durch Färbung des Donauwassers mittels Fluorescins bewiesen. Am Fuße der Rauhen Alb in Württemberg tritt eine ganze Reihe von Vaclusequellen auf, wovon die ergiebigste, der Blautopf, im Mittel 1300 l/sec gibt. Im bosnisch-kroatisch-dalmatinischen Karst sind mächtige Vaclusequellen häufiger (Una, Sanica, Sana, Pliva, Rama, Basna, Ombla u. a. m.).

Der wiederholt in der Literatur erwähnte Zusammenhang zwischen dem Königssee (Bayern) und dem Gollinger Wasserfall (Salzburg) besteht nicht, wie dies E. Fugger¹⁾ bewies. Die Schwarzenbachquelle (Gollinger Fall) ist eine Vaclusequelle des wildzerrissenen Kalkmassivs des Gölls, womit auch die relativ niedere Temperatur (5,3 bis 5,6°) der in 579 m Seehöhe liegenden Schwarzenbachquelle übereinstimmt.

Auch der Fürstenbrunn (5,0 bis 6,0°) in 590 m Seehöhe bei Salzburg ist eine mächtige Vaclusequelle des Untersberger Kalkgebirges. Das Wasser dieser beiden Salzburger Vaclusequellen ist vorwiegend Schmelzwasser des Schnees, wie dies von dem Fürstenbrunn überzeugend durch den Vergleich der Ergiebigkeit mit den Niederschlägen von Fugger nachgewiesen wurde. Das dieser Quelle entsprechende Höhlensystem berechnet er auf 600 000 m³.

In Bulgarien²⁾ schüttet die Glawá Pánega 1500 l/sec, die sofort einige größere Mühlen treibt; die wenig schwankende Ergiebigkeit der Dewnaquellen berechnete Nitscheff mit 3670 l/sec. Große Karstquellen sind in Bulgarien noch bei Kosel, Iskretz, Wrátza, Tschépinska Bánja, Turski Iswor, Madára, Béla und beim Kloster Drénowski.

Die gegebenen Beispiele mögen zum Nachweis genügen, daß die Vaclusequellen durchaus keine seltenen Erscheinungen sind.

Wasseraustritte finden im Karstgebiet auch submarin statt; solche Stellen sind an den Küsten Istriens, Kroatiens, Dalmatiens usw. viele bekannt. Der großartigste ist wohl jener der Hauptbruchzone im Quarnero (östlich von Istrien), welcher sich auf weite Erstreckung (etwa bis zur Hälfte der Strecke Porer—Ancona³⁾) nach Süden zieht. Der submarine kältere Süßwasserzufluß ist derart mächtig, daß er auf weithin das Meerwasser derart brackisch macht, daß sich dort eine eigentümliche Krebsgattung, Scampi, einstellt, welche im Meere auch bei der Mündung von Quellen aufzutreten pflegt, was den Fischern längst bekannt ist und von ihnen ausgenutzt wird. Hierfür, daß Hauptgerinne des Höhlenwassers auch submarin münden, gibt die dalmatinische Küste mehrfache Beispiele, wovon Katzer⁴⁾ folgende erwähnt. Bei Kap St. Martin bricht 700 m unter dem Meeresspiegel eine Süßwasser-

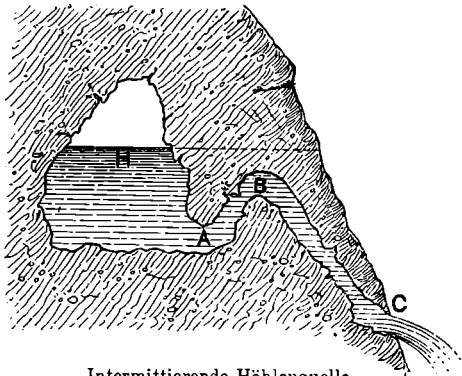
¹⁾ „Über Quellentemperaturen“, S. 73 (Salzburg 1882). — ²⁾ A. Ischirkoff, Oro- und Hydrographie von Bulgarien, deutsch von A. Kassner (Sarajevo 1913). — ³⁾ G. Stache, „Wasserversorgung von Pola“, S. 8 (Wien 1889). — ⁴⁾ Karst und Karsthydrographie, S. 79.

quelle hervor; am Grunde des Meerbusens von Slano steigen trübe Wassersäulen auf, nachdem das Popovo polje überschwemmt ist.

Manchmal ist eine Höhle nur ein Reservoir für das Infiltrationswasser; durch eine schmale Kluft findet es den Abfluß bis zu Tage, eine Höhlenquelle bildend, welche eine ziemlich gleich bleibende, geringe Ergiebigkeit hat. Mir ist ein Fall bekannt, daß ein Hydrotekt die Wasserversorgung einer kleinen Stadt dadurch lösen wollte, daß er mit einem Stollen der Wasserader jener Quelle nachging und die Höhle anschlug, wobei große Wassermengen dem Stollen entströmten. Großer Jubel! Nach einigen Tagen war der Wasservorrat der Höhle erschöpft und die alte Quelle versiegt. Entrüstung!

In den Kalkgebirgen begegnet man hier und da, z. B. in den Karstländern, auch im Schwäbischen Jura, Graubünden usw., intermittierenden und periodischen Quellen, welche nur zeitweise Wasser

Fig. 52.



Intermittierende Höhlenquelle.

geben und auf Heberwirkung beruhen. Sei H (Fig. 52) eine Höhle im Vertikalschnitt, von welcher ein schlauchartiger Kanal ABC bei C ins Freie führt. Dieses System von Hohlräumen bildet einen Heber, in welchem das Wasser so lange ausfließen wird, bis in H der Wasserspiegel das innere Heberende bei A erreicht; damit versiegt die Quelle bei C . Bekommt H neuerdings Zufluß von Wasser, so steigt dies in H über A und B , das Wasser

in der Höhle bekommt hydrostatischen und auch infolge der Kompression der Höhlenluft Überdruck und wird deshalb wieder bei C ausfließen, und zwar so lange, bis bei A wieder das Gleichgewicht hergestellt ist. Die Pausen, innerhalb welcher solche Quellen fließen, hängen selbstredend von der Häufigkeit und Menge des Wasserzufflusses in der Höhle H , also von deren Speisung ab, weshalb die Intervalle in Regenzeiten kürzer als in trockenen sind. Sehr bekannt ist auch die intermittierende Quelle des Val d'Assa im Unterengadin, welche nach Chr. Tarnuzzer¹⁾ die voranstehende Physik hat. Man konnte manchmal, z. B. bei der Dagadóquelle (Ungarn), beobachten, daß die Ergüsse in paarweisen Zyklen stattfinden; die genannte Quelle hat die häufigsten Eruptionen zu Beginn des Sommers, die jedoch gegen den Herbst allmählich seltener werden und gegen den Winter verschwinden.

¹⁾ Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 23, 1911.

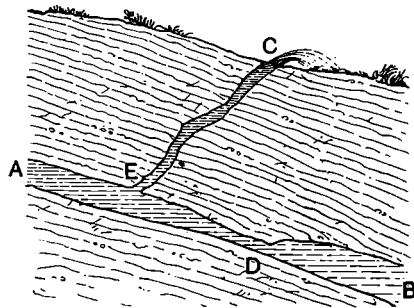
Während die jetzt besprochenen intermittierenden Quellen in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen „speien“, dieses Wechselspiel jedoch fast durch das ganze Jahr zeigen, so gibt es eine andere Art der intermittierenden Quellen, welche durch einen längeren Zeitraum — mehrere Tage und Wochen — fließen, um danach wieder während einer längeren Zeit versiegt zu sein. Dies ist durch die Schwankungen des Höhlenwasserspiegels bedingt. Erreicht er in seinem Hochstand eine Ausflußöffnung, so erscheint dort eine Überfall-, und zwar eine Sackquelle, die so lange fließt, als der Hochstand anhält. Sinkt der Spiegel unter die Ausflußöffnung, so muß die Quelle versiegen. Würde man, wie beim Grundwasser, den Felswasserstrom möglichst tief anfahren, so würde man bei entsprechender Dimensionierung damit eine perennierende Quelle erschließen. A. Grund¹⁾ hat auf die Entstehungsweise dieser periodischen Karstquellen, wie ich sie mit E. Richter zu heißen vorschlage, hingewiesen.

Auch die sogenannten Stauquellen (Estavelles) gehören hierher, da sie von dem Steigen und Fallen des Höhlenwassers bedingt sind, obschon hier auch noch der artesische Druck mitspielt; es sind das somit periodische artesische Höhlenquellen, in welchen der abfallende Schenkel eine Höhle, meist ein Schlauch oder eine wenig

mächtige, der Breite nach ausgedehntere Öffnung *AB* (Fig. 53) ist, in welche ein Schlund (Ponor) *CE* von Tage her mündet. *AB* hat wechselnde Mächtigkeiten, und an einer Stelle ist der Querschnitt *D* so groß, daß er die normale oder die minimale Wassermenge gerade durchläßt, daß diese also den ganzen Querschnitt erfüllt. Hierbei wird in *EC* das Wasser, dem hydrostatischen Druck der größeren Infiltration entsprechend, hoch stehen, doch nicht den Mund *C* des Schlundes erreichen, so daß in denselben Wasser versickern kann, weshalb es in diesem Zustande „Saugloch“ genannt wird. Steigt in *A* die zufließende Wassermenge, so wird sich der Zuwachs oberhalb von *D* stauen, wodurch auch der Wasserstand in *EC* steigt, bis in *C* plötzlich eine Quelle erscheint — es ist *C* nun ein „Speiloch“ —, die wieder verschwindet, wenn der Wasserzufluß infolge geringerer Infiltration abnimmt; diese Quellen sind also auch periodische.

Die Estavelles findet man in vielen Kalkgebirgen der verschiedenen Formationen, in den dinarischen Ländern, im Schweizer Jura, und

Fig. 53.

*C* eine Stauquelle (Estavelles).

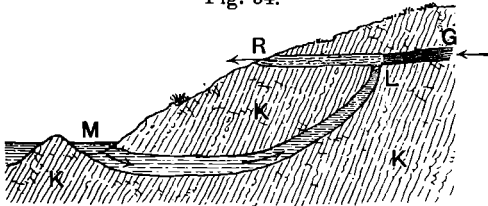
¹⁾ A. a. O., S. 179.

L. v. Loczy machte uns jüngst auch mit solchen im sarmatischen Kalk des Plattensees bekannt.

Die sogenannten Meermühlen sind ebenfalls eine Eigentümlichkeit des Karstgebietes. Man kann nämlich an der Küste beobachten, daß das Meerwasser in das zerklüftete Gestein des Ufers hineinstürzt und am Ufer nicht wieder zum Vorschein kommt. Am bekanntesten sind die Meermühlen bei Argostoli, der Hauptstadt von Kephalaria (Ionische Insel), woselbst täglich 58 300 m³ Meerwasser in einer sich abzweigenden Rinne verschwinden und Mühlen treiben.

Wiebel hat dies mittels eines negativen Druckes erklärt. Er setzt voraus, daß über dem Meeresniveau ursprünglich ein Kanal *GR* (Fig. 54) mit Süßwasser ausmündete; steht dieser mittels eines zweiten Kanals *LM* mit der Meermühle *M* in Verbindung, so wird der Wasserstrom in *GR* um so mehr saugend wirken, je größer seine Geschwindigkeit und der dadurch bedingte negative Druck ist; das Meerwasser wird

Fig. 54.

Eine Meermühle bei *M*.

bei *L* emporgesaugt, mischt sich hier mit dem von *G* kommenden Süßwasser, und die Quelle bei *R* liefert Brackwasser. In der Tat sind auf der Insel Brackwasserquellen.

S. Günther¹⁾ ergänzt diese Hypothese noch da-

durch, daß er einen Sprungkegel mitwirken läßt. Darunter versteht man folgende Erscheinung: „Sowie eine in aufsteigender Bewegung befindliche Flüssigkeitsmasse gezwungen wird, in einen Hohlraum von weit geringerer Öffnung einzutreten, steigt sie in diesem weit höher an, als sie ohne diesen Zwischenfall angestiegen wäre. Da also, wo das Wasser des Meeres gewaltsam in enge Felsenschluchten hineingepreßt wird, macht sich der Sprungkegel geltend.“

F. W. Crosby und W. O. Crosby erklären die Meermühlen von Argostoli mittels ungleicher Erwärmung des Wassers in kommunizierenden Röhren, was M. L. Fuller²⁾ damit ergänzt, daß eine Dichtedifferenz des Wassers infolge von Salzwasserzutritt zu Süßwasser auch die Ursache sein kann.

Die bisher vorliegenden Untersuchungen und Messungen reichen nicht aus, um die gegebenen Erklärungen der Meermühlen als abgeschlossen ansehen zu können.

Es sei noch bemerkt, daß A. Grund die Quellen des Karstes zweiteilt, und zwar in periodische, die er Karstquellen nennt, und

¹⁾ Lehrbuch d. physik. Geographie, S. 299, 354 (Stuttgart 1891). — ²⁾ Bull. geol. Soc. Amer. 18, 221, 1907.

in die perennierenden Vaclusequellen. Die ersteren werden nur beim Hochstand des Höhlenwassers gespeist und müssen versiegen, sobald dieser tiefer als die Quelle liegt; die letzteren zapfen das Höhlenwasser an der tiefsten Stelle an und bringen es deshalb zum stetigen Austritt; die Ergiebigkeit wird selbstredend mit der Speisung schwanken. Seine Anschauung, daß die Vaclusequellen nur in geringem Maße von Bach- und Flußwasser gespeist werden, trifft wenigstens für die Quelle in Vacluse nicht zu. Dort geriet in einiger Entfernung eine Absinthfabrik in Brand, und man mußte deshalb einen großen Teil des Absinth in den nachbarlichen Fluß laufen lassen, dessen Wasser sich schnell grün färbte; nach einiger Zeit war auch das Wasser der Vaclusequelle grünlich und aromatisch. Grund gibt der Bezeichnung Vaclusequelle einen anderen Sinn als den üblichen und welcher auch in diesem Buche beibehalten wurde.

Ein Karstwasserhaushalt kann mit seinen kommunizierenden Wasserwegen manchmal weit ausgreifen; so berichtet R. Michael¹⁾ von drei Brunnen in Oberschlesien, welche 8,3 m³/min Ergiebigkeit hatten, die jedoch infolge eines 550 m davon entfernten Bohrloches dauernd auf 1,5 m³/min zurückging.

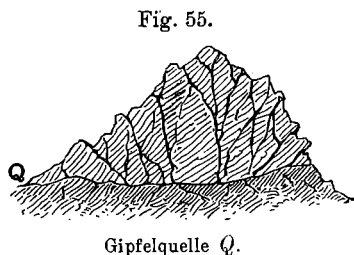
6. Absteigende Spaltenquellen.

Die Spalten sind als Infiltrationskanäle im festen Gesteine für die Wasserwirtschaft von größter Bedeutung; doch für die eigentliche Quellenbildung kommen sie bei den abfallenden Quellen nur bei den Sackquellen gleichsam als Stauwände in Betracht.

Je klaffender die Einzugs-spalten sind, desto leichter kann bei reichlichen Niederschlägen das Wasser verunreinigt werden, auch bakteriologisch.

Spalten, besonders Schwund- und Frostklüfte, können gegen die Tiefe zu auskeilen; haben sie sich mit Wasser gefüllt, so tritt dieses dort zutage, wo die Spalte oder das Kluftsystem an der tiefsten Stelle von der Erdoberfläche geschnitten wird. Dasselbe tritt ein, wenn die Spalte in der Tiefe mit Gereibsel und tonigen Massen geschlossen ist. In eine Spalte oder Kluft können mehrere andere münden, wodurch das Wasseraufnahmevermögen gesteigert wird. Auch in diesem günstigeren Falle pflegen die Spaltenquellen eine recht geringe Ergiebigkeit zu haben und in der trockenen Jahreszeit zu versiegen.

Eine besondere Art der absteigenden Spaltenquellen sind die



¹⁾ Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 33, 2. Tl., S. 92, 1913.

Gipfelquellen (Fig. 55),

welche auch ein besonderes wissenschaftliches Interesse wegen der Art ihrer Speisung haben.

Die Gesteinsmassen der Gipfel unserer Berge, besonders des Hochgebirges, sind meist infolge der Frostwirkung sehr zerklüftet; diese Klüfte reichen bis zu einer gewissen Tiefe, in welcher das Gestein homogen und deshalb weniger oder nicht wasserlässig wird; überdies haben sich in dieser Tiefe Kleinschutt und Verwitterungsprodukte angesammelt, welche die Spalten verstopfen. Das aus den Niederschlägen und der Kondensation des Nebels stammende Wasser sickert in den Klüften ein, staut sich an dem homogenen Gestein und fließt auf einer dieser Grenze entsprechenden tiefsten Kluft aus, die Gipfelquelle bildend. Die Ergiebigkeit derselben ist je nach der Speisung sehr schwankend; auch sie sind manchmal Hungerbrunnen; im Hochgebirge sind sie jedoch durch die Speisung mittels Nebel selbst in trockenen Sommern manchmal sehr beständig, wenn auch wenig ergiebig, wenn das Fanggebiet klein ist (s. S. 65).

II. Aufsteigende Quellen.

Wie bereits in der Einleitung zu dem Abschnitt Quellen bemerkt wurde, kann der Aufstieg des Bodenwassers entweder durch den hydrostatischen Überdruck nach dem Gesetz des kommunizierenden Gefäßes, oder, und zwar seltener, durch Gase und Dämpfe bedingt sein. Dementsprechend sind die hydrostatischen Druckquellen von den Gas- und Dampfquellen zu trennen; nur die ersteren sind hier näher zu untersuchen, während die zweiten im Abschnitt „Mineralquellen“, speziell bei den Geysiren besprochen werden.

Hydrostatische Druckquellen.

Bei diesen sinkt das Sickerwasser entweder in Spalten oder auch in einer wasserlässigen Schichte (Flözwater) in die Tiefe, erwärmt sich hier mehr oder weniger und steigt infolge des hydrostatischen Überdruckes oder der Erwärmung in Spalten oder in der Fortsetzung der wasserführenden Schicht bis zu Tage als Quelle empor; es ist dies, die juvenilen Thermen ausgenommen, die Bewegung in einem kommunizierenden Gefäß, dessen einer Schenkel kürzer als der andere ist; der kürzere Schenkel endet oben mit der Quelle. Das Wasser ist hier gleichsam zwangläufig, es erfüllt vermöge des Druckes den Wasserträger gänzlich und kommt mit der Atmosphäre nur beim Eintritt in das kommunizierende Gefäß und bei seinem Austritt aus demselben in Berührung; hingegen ist bei den absteigenden Quellen der Zutritt der Atmosphäre während des ganzen Laufes möglich.

Hiermit ist eine Reihe von prinzipiellen Unterschieden der aufsteigenden Quellen gegenüber den abfallenden gegeben.

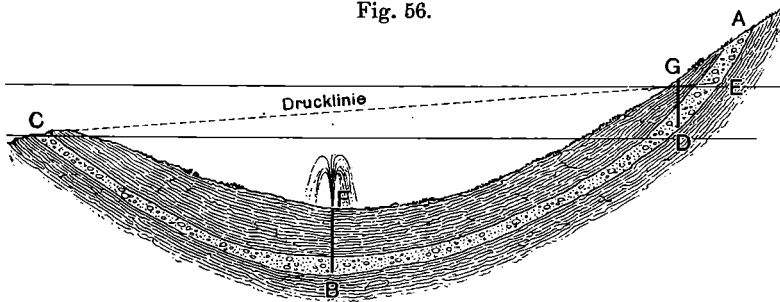
Das Gefäß kann also bestehen entweder:

1. Nur aus einer wasserführenden Schicht (artesische Schichtquellen),
2. Verwurfquellen: a) nur aus Spalten (Spaltenverwurfquellen), oder b) aus einer wasserführenden Schicht und einer oder mehreren Spalten (artesische Schichtverwurfquellen).

a) Artesische Schichtquellen und Brunnen.

Der Name wird von der Grafschaft Artois abgeleitet, wo in Europa der erste artesische Brunnen etwa im Jahre 1126 von den Karthäuser Mönchen zu Lillers angewendet wurde. Die Chinesen haben schon vor einigen tausend Jahren mittels einer einfachen Seilbohrmethode sehr

Fig. 56.



Artesische Quelle *C* und artesischer Brunnen *F*.

tiefe artesische Brunnen abgeteuft. Auch den alten Ägyptern waren diese Brunnen bekannt.

Die Entstehung der artesischen Brunnen soll Fig. 56 erläutern. Eine wasserlässige Schicht *ABC*, z. B. Sand, Sandstein, Schotter, Konglomerat, eine fein oder grob zerklüftete Gesteinsbank, ist im Hangenden und Liegenden umgeben von wasserdichtem Gestein. Es ist nicht immer notwendig, daß die Begleitgesteine des Wasserträgers vollständig wasserdicht sind; es kann eine artesische Quelle auch dadurch entstehen, daß die Begleitgesteine im Hangend oder Liegend des Wasserträgers weniger wasserlässig sind, als dieser.

Im Anfang wird sowohl bei *A* als bei *C* die Infiltration mit Wasser stattfinden und dieses sich zuerst bei *B* ansammeln, dann allmählich höher steigen, bis *C* erreicht ist; im Schenkel *AB* hat es den Stand *D* erreicht. Das Tiefenwasser, hier artesisches Wasser genannt, füllt den ganzen Querschnitt des betreffenden wasserführenden Gesteins. Da dieses nun bei *C* mit Wasser erfüllt ist, so kann hier keines mehr eindringen, wohl jedoch bei *A*; es steigt hier unterirdisch bis *E*, wodurch der hydrostatische Überdruck geschaffen ist, der die Wider-

stände überwindet und das Wasser im kommunizierenden Gefäß *ABC* in Bewegung setzt, weshalb bei *C* ein Ausfluß, die artesische Quelle, entsteht. Die Verbindungslinie *CE* wird Drucklinie genannt; würde statisches Gleichgewicht dadurch herrschen, daß man dem Brunnen bei *F* eine entsprechend hohe Röhre aufsetzt, so würde theoretisch das Wasser bis zur Drucklinie *CE* steigen. Die Ergiebigkeit hängt von den bei *A* vorhandenen Verhältnissen ab, von dem Flächeninhalt des Ausbisses, von der Porosität des wasserführenden Gesteins und von der infiltrierten Wassermenge daselbst, sowie von den Bewegungshindernissen (Reibung, Kapillarität) ab. In niederschlagsarmer Zeit wird der Wasserspiegel von *E* gegen *D* hinabrücken, damit der hydrostatische Überdruck verkleinert und deshalb die Quelle bei *C* allmählich an Ergiebigkeit abnehmen. Steigt der Wasserspiegel bei *E*, so wird die Quellenergiebigkeit zunehmen. Eine der reichsten artesischen Quellen bilden die Sioux Falls in Dakota¹⁾; der Wasserträger ist der Dakotasandstein, der in 500 bis 600 km Entfernung am Ostgehänge des Felsengebirges ausbeißt, der Bentonton ist sein Hangendes und der Granit das Liegende. In den zwischen Fanggebiet und jenen Quellen sind viele ergiebige artesische Brunnen.

Da das Wasser in der Tiefe erwärmt und dadurch spezifisch leichter wird, so wird dadurch der durch den hydrostatischen Druck bedingte Auftrieb in dem Maße, als die Wärme steigt, vergrößert. Jentsch wollte den Auftrieb der artesischen Brunnen zum Teil damit erklären, daß er einen Druck infolge des auf der Wasserschicht lastenden Hangenden annahm; er wollte hierfür auch mikroseismische Bewegungen heranziehen, ohne daß der Grund hierfür ersichtlich ist. Die Unhaltbarkeit dieser Hypothese haben Stapf, Herzberg, W. Koehne u. a. bewiesen. In den Erdschichten ist ja schon längst ein Gleichgewichtszustand eingetreten, falls er nicht durch Erdbeben gestört wird. Das wasserführende Sandstein-, Sand- oder Konglomeratlager hat durch den konstanten Druck des Hangenden ein bestimmtes kleinstes Porenvolumen angenommen und trägt nun wie eine feste Stütze die darüber befindliche Last. Die Wasserzirkulation erfolgt in den Poren dieser genannten Gesteine, weshalb ein Druck auf das Wasser nicht vorausgesetzt werden kann; es müßte sich nach Jentsch die Erdoberfläche im artesischen Gebiet, wenn es zum Teil entwässert ist, allmählich senken, was nirgend nachgewiesen wurde. Das Gelände über dem Schwimmsand sank nicht, wenn dieser ohne Sandverlust entwässert wurde (s. S. 112). Es ist auch gar kein Grund vorhanden, warum gerade beim artesischen Wasser die allgemein anerkannten Gesetze der Hydrodynamik ungültig sein sollen.

Jentsch hat seine Hypothese zuerst bei der Besprechung der Katastrophe von Schneidemühl aufgestellt, welche bereits auf S. 115

¹⁾ Slichter, Water supply papers 67, 55.

besprochen wurde und, wie dort erwähnt, mit gleichem Recht auch hierher zu stellen wäre. Später wollte diese Hypothese Pantanelli für das artesische Wasser bei Modena auf Grund von Beobachtungen und besonders von Berechnungen wieder aufnehmen; doch erwiesen die Versuche und Berechnungen A. Stellas die Unrichtigkeit jener Annahme. Jüngst hat J. E. Hibschr¹⁾ die Hypothese von Jentsch auch für die artesischen Brunnen in der Kreideformation Nordwest-Böhmens angenommen; dagegen wendet W. Petraschek²⁾ mit Recht ein, daß Bohrbrunnen unter ganz ähnlichen geologischen Verhältnissen, wie sie Hibschr beschrieb, keine artesischen Brunnen gaben, ja daß jede tiefere Bohrung, welche eine wasserführende Schicht anfährt, Wasser mit Überdruck geben müßte, was nicht der Fall ist.

Artesische Brunnen. Wird ein Bohrloch *F* (Fig. 56) bis nach *B* geteuft, so wird das unter Druck stehende Wasser in die Höhe steigen; ist der Ansatzpunkt *F* der Bohrung tiefer als *C*, so entsteht ein Spring- oder ein Überlaufbrunnen (artesischer Brunnen); ist jedoch *F* höher als *C* gelegen, so wird das unter hydrostatischem Druck stehende Wasser im Bohrloch bis etwa zum Horizont von *C* emporsteigen, doch nicht überfließen; auch dies ist ein artesischer Brunnen, obschon sich vielfach die Meinung bildete, daß dieser immer überfließen müsse. Daß dies nicht richtig ist, geht aus folgender kurzen Betrachtung hervor; ein artesischer Bohrbrunnen habe seinen natürlichen Wasserstand genau an der Erdoberfläche, fließt also nicht über; wird die Erde abgegraben und das Rohr dementsprechend geköpft, so würde derselbe Brunnen überfließen bzw. springen. Daß der Springbrunnen die Drucklinie nicht erreicht, ist bedingt durch verschiedene Widerstände; zu den Verlusten durch Reibung im Wasserträger und im Steigrohr kommt auch der Widerstand der Luft und die Gegenwirkung durch die zurückfallende Wassermasse und Tropfen. Die Sprunghöhe hängt naturgemäß von der Größe und Form der Ausflußöffnung ab.

Die Stelle, bis zu welcher das artesisch gespannte Wasser im Bohrbrunnen steigt, heißt Haton de la Goupillière das piézometrische Niveau³⁾; es ist bei einem Springbrunnen positiv, sonst negativ. Verbindet man die Punkte gleichen piézometrischen Niveaus, so erhält man Piézoisohypsen; ihre Entfernung ist ein Maßstab für die Durchlässigkeit des Wasserträgers; die Linien nähern sich bei geringerer Durchlässigkeit.

Die Ergiebigkeit eines artesischen Brunnens wird von seinem Durchmesser und von jenen bereits erwähnten Faktoren abhängen, welche die Ergiebigkeit der artesischen Quellen beeinflussen; doch steigt die Ergiebigkeit nicht proportional mit dem Durchmesser.

Wird hingegen bei *G*, also zwischen *E* und *D*, eine Bohrung geteuft, so wird der unterirdische Wasserstrom saugend wirken; man

¹⁾ Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1912, S. 311. — ²⁾ Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1912, S. 277. — ³⁾ Cours d'exploit. d. mines. Tome I, p. 145.

heißt eine solche Bohrung einen Saugbrunnen oder auch einen negativen artesischen Brunnen. Man hat dieselben zum Entfernen von Abwässern benutzt; doch kommen dieselben, wenn auch meist recht verdünnt, auch filtriert bei *C* oder bei *F* wieder zum Vorschein, weshalb sehr oft diese Benutzungsart der Saugbrunnen nicht gestattet ist.

Ist das kommunizierende Gefäß wasserdicht, z. B. durch eine oder mehrere Verwerfungen quer zu seinem Verflächen unterbrochen, so werden sich die ausbeißenden Teile zwar mit Wasser füllen, doch kann es zur Bildung einer artesischen Quelle nicht kommen, da ja der Überdruck des Wassers im anderen Schenkel abgeschlossen ist. Hingegen ist es doch möglich, einen artesischen Brunnen im ausbeißenden Schenkel zu erbohren, was später (S. 146) erläutert werden wird. Ist jedoch der Verwerfer eine offene Spalte, so kann in ihr das Wasser hochsteigen; es kann entweder den Tag erreichen und bildet dann eine Schichtverwurfsquelle, oder das Wasser entleert sich aus dem Verwerfer in das verworfene Stück des Wasserträgers; ist dessen unterer Ausbiß tiefer gelegen, so entsteht dort die artesische Quelle; das artesische Wasser hat im letzteren Falle im Verwerfer gleichsam nur einen Umweg gemacht.

Ob Verwerfungen ein solches Gebiet durchziehen, kann nur durch eine sehr genaue geologische Begehung und Kartierung des Gebietes entschieden werden. Hierbei müssen auch die vorhandenen Brunnen und Quellen sorgfältig studiert und unter Berücksichtigung der Piëzohypsen in Kombination gezogen werden, da sich im Verein mit den orographischen und geologischen Verhältnissen die Kontinuität der Wasserschicht beurteilen läßt.

Die bei einem artesischen Brunnen zu erwartende Qualität des Wassers kann man aus jener der artesischen Quelle beurteilen; das erbohrte Wasser ist häufig etwas weniger hart als das Quellwasser.

Artesische Wasserläufe können auch durch Schächte und Brunnen erschlossen werden. Es wurde bereits früher erwähnt, daß die Kohlenflöze, besonders die der Braunkohle, häufig von feinen Klüften (Diaklase, Lassen, Schlechten) durchzogen sind, wodurch die Kohle wasserführend ist (s. Flözquellen, S. 129); dies ist in höherem Maße bei den nordwestböhmischen Kohlenflözen der Fall, welche im Ausbisse, oft am Fuße des Erzgebirges, Wasser aufnehmen, welches das ganze Flöz durchtränkt. Trifft ein Schacht *S* (Fig. 57) an einer tieferen Stelle das Flöz *FF*, so wird infolge des hydrostatischen Überdruckes eine große Wassermasse in den Schacht eindringen und denselben bis zu einer gewissen Höhe rasch füllen. Dadurch ist sowohl das Leben der Arbeiter in Gefahr, als auch das Weiterteufen des Schachtes und die weitere bergmännische Arbeit im Flöze ganz bedeutend verhindert. Um diesen Gefahren zu entgehen, wird in der Nähe des Flözes vorgebohrt (*b*), d. h. ein Bohrloch abgeteuft, welches stets um mehrere Meter dem Schachtsumpf voreilen muß. Erreicht die Bohrung das

Flöz, so kann durch ihren kleinen Querschnitt nicht übermäßig viel Wasser — meist als Springbrunnen. — in den Schacht ausfließen, die Arbeiter können fliehen und die vorhandenen Pumpen diesen Wasserzufluß bewältigen. Der Schacht wird erst dann weitergeteuft, wenn der Wasserzufluß durch das Bohrloch aufhört oder gering wird.

Solches Flözwasser kommt nicht bloß bei der Kohle, sondern auch bei anderen lassenreichen Gesteinen vor, z. B. bei manchen Sandsteinen, Dolomiten, Kalken und so weiter.

Es können auch mehrere wasserführende Schichten (Wasserhorizonte) W_1, W_2 usf. (Fig. 58), durch wasserdichte getrennt, in einer Mulde, wie z. B. im Pariser Becken, übereinander vorkommen, deren Wasserqualitäten

entweder gleich oder verschieden sein können, was bei der Wasserversorgung sehr zu beachten ist; die Horizonte mit weniger brauchbarem Wasser werden abgedichtet.

Es wurde bereits früher (S. 107) erwähnt, daß, wenn mehrere Wasserhorizonte im Grundwasserträger vorhanden sind, gewöhnlich nur

Fig. 57.

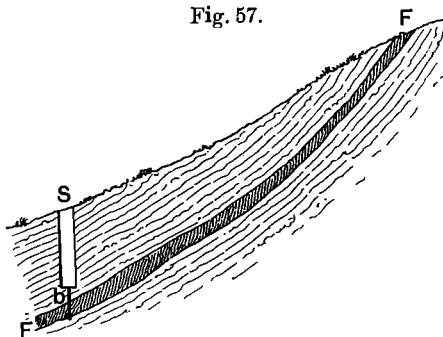
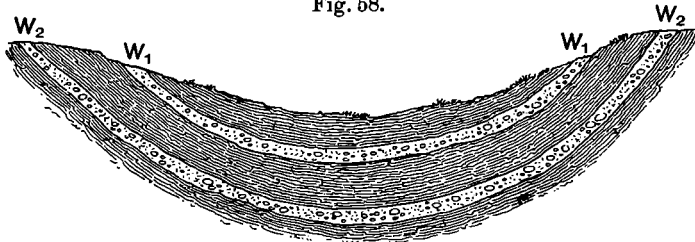
Artesisches Flözwasser in FF .

Fig. 58.



der oberste Horizont freies Grundwasser führt, während die tieferen das Bodenwasser artesisch gespannt enthalten. Für diese gilt auch alles, was vorstehend über artesische Quellen und Brunnen gesagt wurde.

Sind in einem Gebiete viele artesische Brunnen vorhanden, so können diese im Laufe eines Jahres mehr Wasser dem unterirdischen Regime entnehmen, als es Zuflüsse bekommt. Es wird infolgedessen die Druckhöhe h stetig kleiner und deshalb die Ergiebigkeit der Brunnen sinken müssen. Brunnen, welche früher hohe Springquellen hatten, verringern allmählich diese Höhe, werden dann später nur mehr überfließen und gehen endlich in Pumpbrunnen über. Versec, am Rande des ungarischen Alföldes, ist ein trauriges Beispiel dieser „Verwilderung.“

Eine lokale Abnahme der Ergiebigkeit mancher artesischer Brunnen wird auch durch ein allmähliches Versanden und Verschlämmen des Bohrloches und Fehler in der Verrohrung bedingt. Wird dieses regelrecht gereinigt, so kann man den früheren Zustand wieder erreichen. Auch Absatz von Eisenkolloiden und Eisenalgen (S. 7) kann die Ursache des Ergiebigkeitsrückganges sein.

In Japan (Tokyo, Yokohama, Yoshiwara, Okula) beobachtete man in außer Betrieb stehenden artesischen Brunnen, daß deren Spiegelchwankungen mit den Bewegungen der Gezeiten des Meeres in Bewegung stehen. K. Honda erklärt dieses Spiel nicht als direkten Mondeinfluß, sondern damit, daß die Gezeitenbewegung halbreife seismische Spannungen auslöst, eine Hypothese, welche nicht allseits geteilt werden dürfte.

Eine ähnliche Beobachtung machte J. Olshausen ¹⁾ in neun 200 bis 400 m tiefen Brunnen in und um Hamburg, deren Wasserspiegel zur Flutzeit 13 bis 19,5 m über der Elbe lagen; sie stimmten in ihren Spiegelbewegungen mit den Gezeiten überein; diese waren in den der Elbe zunächst liegenden Brunnen am größten und nahmen bei den bis 3 km entfernten mit dem umgekehrten Quadrat der Entfernung ab. Die Schwankungen traten bei acht Brunnen täglich zweimal, bei einem jedoch nur einmal ein, fielen mit der Elbeflut ziemlich genau zusammen und ließen keinen Einfluß des Barometerstandes erkennen. Olshausen glaubt die Erklärung in der Annahme zu finden, daß die schwankenden Massen des Elbewassers einen veränderlichen Druck auf den Untergrund ausüben, der sich auf das Bodenwasser fortpflanzt.

P. Friedrich ²⁾ beobachtete an zwei artesischen Tiefbrunnen in Lübeck, etwa 19 km von der Lübecker Bucht entfernt, daß die Spiegel des 25 bis 45 m unter NN liegenden Wassers stündliche Schwankungen zeigen, welche mit jenen des Ostseespiegels übereinstimmend verlaufen und etwa $\frac{1}{6}$ Hubhöhe von diesen haben. Nicht bloß die Gezeiten, sondern auch die Sturmfluten spiegeln sich in den Brunnenspiegeln wieder. Dieses artesische Wasser mündet in die Ostsee in der Höhe von Wismar, 30 bis 40 km von Travemünde. Auf diese submarinen artesischen Quellen üben die Vertikalbewegungen der Gezeiten einen veränderlichen Gegendruck aus, der sich im artesischen Wasserträger landeinwärts fortpflanzt.

Es ist auch schon lange bekannt, daß der Wasserspiegel des Brunnens im Militärspital zu Lille die Gezeiten des 60 km entfernten Meeres verschwächt mitmacht, was man damit erklärt, daß letzteres mit dem Bodenwasser in direkter Verbindung steht, wie bei Lübeck.

Artesische Springbrunnen dienen nicht allein zur Versorgung mit Trink- und Nutzwasser, sondern auch zum Betrieb von Motoren und

¹⁾ Bericht d. 5. Vers. d. niedersächs. Ver. v. Gas- u. Wasserfachmännern in Braunschweig. (München 1903.) — ²⁾ Mittell. geogr. Ges. Lübeck, Heft 27, 1916, 2. Reihe.

zur Berieselung der Felder und anderer Kulturen. Die hohe Bedeutung der artesischen Brunnen für die Oasen der Wüstengebiete ist ja allgemein bekannt.

Die Ergiebigkeit artesischer Bohrlöcher berechnet A. Thiem allgemein im „Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung 1870“ und O. Lueger, R. Weyrauch in „Wasserversorgung der Städte“, 1914, S. 411, 418.

Die Ergiebigkeit eines artesischen Brunnens nimmt beim Pumpen mit der Tiefe der Absenkung in einem arithmetischen Verhältnisse, d. h. beide nehmen im gleichen Maße zu. Bei einer bestimmten Absenkung wird die höchste Ergiebigkeit des Brunnens erreicht, bei weiterer Absenkung bleibt die Ergiebigkeit gleich; es wurde das Hangende des Wasserträgers erreicht.

b) Artesische Schichtverwurfquellen.

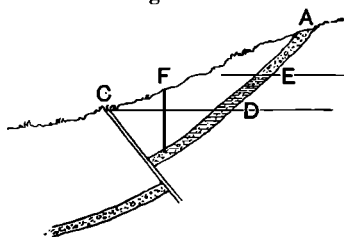
Es wurde vor kurzem erwähnt, daß die artesischen Quellen nicht möglich sind, wenn das kommunizierende Gefäß von wasserdichten Spalten (Verwerfungen) unterbrochen ist. Die Verwerfungen führen nämlich sehr häufig ein tonartiges Gereibsel, welches sich bei der Verschiebung der beiden Gebirgstteile bildete und das Wasser abdichtet, um so mehr, da die verworfenen Teile des Gefäßes nun in verschiedenen Höhen liegen, so daß das tonige Gereibsel sich an eine feste, wasserdichte Gesteinswand an der dem Gefäße gegenüberliegenden Wand anlehnt.

Ist jedoch eine solche Kluft offen, d. h. nicht mit wasserdichtem Material ausgefüllt, so kann das Wasser in demselben emporsteigen; liegt der Ausfluß *C* der Spalte tiefer als die Infiltrationsstelle (*A*) bzw. als *E* (Fig. 59), so bildet sich bei *C* eine artesische Schichtverwurfquelle.

Wäre jedoch die Spalte geschlossen, also eine Quelle unmöglich, so könnte trotzdem die Bohrung bei *F* artesisches Wasser erschließen, ein Fall, der früher zur Besprechung in Aussicht gestellt wurde. Die Bohrung vertritt hier augenscheinlich die Wirkung der offenen Spalte.

In den flach nach Süden verflächenden altpaläozoischen Schichten von Wiskonsin (Nordamerika) sind zwei Wasserhorizonte: der kambrische Potsdamsandstein mit 20 bis 40 Proz. Wasserkapazität, und der unter-silurische St. Peter-Sandstein; beide sind von wasserdichten Schichten unter- und überlagert. Diese Platte reicht südwärts bis Texas, ihr reichliches artesisches Wasser wurde vielerorts erbohrt und liefert z. B. in Chikago täglich 1 Million Gallonen (3,785 m³). Bei San Antonio in

Fig. 59.

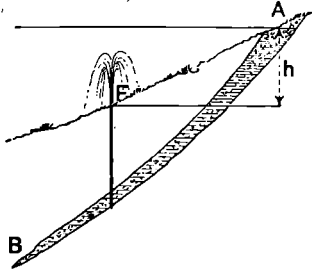


Schichtverwurfquelle *C*.

Texas wird diese Platte durch einen Verwurf abgeschnitten, an welchem viele mächtige artesische Schichtverwurfsquellen auftreten.

Dies ist auch im folgenden Beispiel der Fall. Die wasserlässige Schicht AB (Fig. 60) bildet ein Lager, das sich in der Tiefe bei B auskeilt und oben und unten von wasserdichtem Gestein eingehüllt ist. Das bei A infiltrierte Wasser füllt im Laufe der Zeit den Sack AB

Fig. 60.



mit Wasser, weshalb dann bei A kein Wasser mehr eindringen kann und sich eine Sackquelle bildet. Die Wassermasse AB ist also der allgemeinen Zirkulation entzogen. Wird bei F ein Bohrloch geteuft, so wird das Wasser wegen des Überdrucks h als Springbrunnen zutage treten, und zwar anfänglich am höchsten, später niedriger, weil der Wasserspiegel sich unter A gesenkt hat. Wird dieses

Defizit durch neuerliche Infiltration gedeckt, so erreicht der Springbrunnen seine frühere Höhe. Wenn auch in diesem Falle keine natürliche artesische Verwurfquelle vorliegt, so vertritt die Bohrung F die Wirkung einer Spalte, weshalb dieser Fall hier eingeschaltet wurde, obschon er mit gleichem Rechte hätte früher erläutert werden können.

Die periodischen artesischen Höhlenquellen wurden bereits (S. 135) besprochen.

c) Spaltenverwurfquellen.

Das wasserführende Gefäß besteht durchweg aus Spalten und Klüften; es handelt sich auch hier um ein verschieden verzweigtes kommunizierendes Gefäß, aus dessen kürzerem, aufsteigendem Schenkel die Quelle am tiefsten Punkte austritt. Dieser Schenkel ist hier und da ein System feiner Spalten, sogenannte Quelladern, in vielen Fällen jedoch eine mächtigere Spalte (Verwurf), an deren tiefsten Stelle der Ausbißlinie die Quelle hervortritt; diese liegt gewöhnlich in einem Tale.

Mächtige Spalten sind von Gängen (Erze oder Eruptivgesteine) erfüllt; ihre Nachbarschaft ist manchmal durch den dynamischen Vorgang des Spaltenaufreißens zerrüttet, wodurch sich viele kleine, doch miteinander verbundene Klüfte bildeten; diese sind öfter der aufsteigende Schenkel, weshalb man manchmal in der Nähe von Erz- und Gesteinsgängen Quellen findet, ja jene bei Überdeckungen geringmächtiger lockerer Aufschwemmungen verraten können.

Selten ist nur eine, dann mächtigere Infiltrationsspalte vorhanden, in welcher das Wasser in die Tiefe sinkt, bis es zum aufsteigenden Schenkel stößt. Schematisch ist dieser Fall in Fig. 61 gezeichnet, wobei der Auftrieb durch den hydrostatischen Überdruck h bedingt ist. In vielen Fällen erfolgt jedoch die Infiltration in einem System von

Spalten und Rissen. Je tiefer *B* unter der Quelle *Q* liegt, um so mehr wird sich das infiltrierte Wasser infolge der Erdwärme erwärmen.

Die geothermische Tiefenstufe kann in normalen Fällen mit 33 bis 35 m angenommen werden, so daß mit je 100 m zunehmender Tiefe das Wasser um 3° erwärmt wird. Damit ist uns ein Mittel gegeben, die Tiefe des Punktes *B* unter *Q* zu berechnen, wenn die Temperatur des Quellwassers bekannt ist. Ist das Jahresmittel des Ortes *Q* z. B. 8°, und die Temperatur des Quellwassers ist 17°, so entspricht der Differenz von 9° eine Tiefenlage des Punktes *B* von rund 300 m. Hierbei wird jedoch vorausgesetzt, daß im ansteigenden Schenkel kein kühles Infiltrationswasser hinzutritt, was insbesondere in der Nähe des Tages sehr häufig der Fall ist, weshalb dieses durch eine gute Fassung von der Quelle abzuhalten ist, falls die höhere Temperatur des Quellwassers irgendwie von Bedeutung ist.

Quellen treten oft in der Kreuzung zweier Spalten auf. A. Denkmann¹⁾ spricht in seinen gediegenen Untersuchungen der Wasserverhältnisse des Kellerwaldes die Anschauung aus, daß die jüngste Verwerfung die wasserreichste ist, da sie die älteren verquert und von diesen das Wasser nimmt. Dies dürfte auch vielfach anderenorts zutreffen, wenn die jüngste Verwerfung kein Wechsel (Überschiebung) ist, da dieser abdichtet.

Erfolgt der Austritt des Wassers durch Klüfte, so ist bei den Fassungsarbeiten das Dynamit mit größter Vorsicht, häufig gar nicht anzuwenden, da durch derartige Sprengschüsse die „Wasseradern“ im Quellenschacht geschlossen werden können. Es wird mittels kurzer Pulverschüsse oder mit Schlägel- und Eisenarbeit geteuft werden müssen.

Bisher wurde vorausgesetzt, daß der Auftrieb des Quellwassers durch den hydrostatischen Überdruck erfolge, wie dies in vielen Fällen auch nachweisbar ist. Durch lange Zeit hat man auch bei allen Thermen, deren Wasserzirkulation wegen der höheren Temperatur des Quellwassers sehr tiefgründig sein muß, stets ein wesentlich höher liegendes Infiltrationsgebiet gesucht, um den Auftrieb erklären zu können. Dies ist jedoch in den meisten Fällen gar nicht notwendig, da ja die Wärme allein das Aufsteigen des Wassers bedingen kann, teils darum, weil das wärmere Wasser spezifisch leichter als das kalte ist und vermöge seiner Ausdehnung beim Erwärmen einen Druck ausübt, teils jedoch auch darum, weil die Wärme Dampf entwickelt, welcher den Auftrieb erhöht. Der Aufstieg erfolgt in einer offenen Spalte

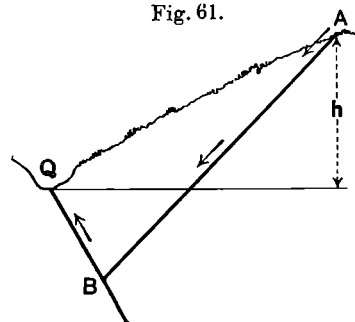


Fig. 61.

Eine Spaltenverwurfquelle.

¹⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 9, 1 ff., 1901.

(Verwurf) von größerer Mächtigkeit als die der Infiltrationsklüfte. Ein prächtiges Beispiel hierfür bieten die Heilquellen von Teplitz-Schönau in Böhmen, das im Abschnitt „Thermen“ besprochen werden wird.

Mineralquellen.

Mineralquellen sind jene Quellen, deren Wasser durch ursprünglichen, höheren Gehalt¹⁾ an bestimmten, gelösten mineralischen Bestandteilen oder Gasen oder durch höhere Temperatur ausgezeichnet sind. Nur Mineralquellen liefern Mineralwasser; wird dieses zu medizinischen Zwecken mit Erfolg verwendet und ändert sich seine chemische Zusammensetzung oder Temperatur an der Quelle nur innerhalb enger Grenzen, so ist dieses eine Heilquelle; die Heilwirkung muß tatsächlich nachgewiesen sein.

Die chemischen Analysen des Wassers scheiden bekanntlich Säuren und Basen aus; man gruppierte dieselben früher nach nicht immer übereinstimmenden Prinzipien zu Salzen, wodurch verschiedene Salzmengen für dieselbe Analyse errechnet wurden; deshalb schlug schon 1864 K. v. Than vor, statt Salze zu rechnen, direkt die gefundenen Elemente bzw. Ionen in die Analyse einzusetzen, was jetzt allgemein üblich und als richtig erwiesen ist, da sich bei der Lösung der elektrolytischen Salze im Wasser diese sich teilweise dissoziieren, d. h. in ihre Ionen spalten, um so mehr, je verdünnter die Lösung ist, wie dies beim Bodenwasser, auch bei fast allen Mineralwässern der Fall ist. Die Säureionen werden ohne Wasserstoff angegeben, die schwachen Säuren CO_2 (Kohlendioxyd) und H_2S (Schwefelwasserstoff) werden im Wasser sehr wenig dissoziiert und erscheinen deshalb in der soeben angegebenen Schreibweise in der Analyse.

Am häufigsten findet man Na, K, Ca, Mg, Fe, Al, CO_2 , Cl, SO_2 und H_2S . Da in manchen Mineralquellenhypothesen dem stets minimalen Gehalt an Fluor eine wesentliche Bedeutung beigelegt wird, seien die diesbezüglichen Untersuchungen von A. Gautier und P. Clausmann²⁾ eingefügt. Fluor findet sich in allen Mineralwässern, vor allem vulkanischen Ursprungs, wie Vichy, Celorico, Larderello u. a. Auf den Liter Wasser bezogen sind die natriumbicarbonathaltigen Wässer die fluorreichsten, auf den Gesamtrückstand bezogen die Quellen, die direkt aus den vulkanischen Verwerfungen entspringen (Larderello), die Schwefelwasser und die Silicatthermalen. Bei Cauterets besteht der Rückstand zu 86, bei Plombières zu 75, bei Gerez zu 42, Celorico 39 und bei Larderello der Salzgehalt zu 45 Proz. aus Natriumfluorür. Die kalten Calciumsulfatwasser können, obgleich Oberflächenursprungs, 2 mg Fluor im Liter enthalten, das sie

¹⁾ Es ist allgemein üblich, den unteren Grenzwert mit 1 g in 1 Liter = 1 kg Wasser anzunehmen. — ²⁾ Bull. Soc. Chim. [4] 15/16, 707, 1914.

als Fluorür aus den Gipsschichten aufnehmen, Gips ist immer fluorhaltig. Von einigen Ausnahmen abgesehen, scheint der Fluorgehalt nicht von der Temperatur abhängig, wohl aber mit dem Salzgehalt zu steigen. Im Meerwasser schwankt der Fluorgehalt etwas nach Lage und Tiefe und beträgt um 0,3 mg im Liter. Erdbeben können den Fluorgehalt der Mineralwässer wesentlich und plötzlich beeinflussen.

Die chemische Zusammensetzung der meisten Mineralwässer ist schwankend, doch sehr oft nur in engen Grenzen. Es dürften diese Schwankungen bei den kalten Quellen größer als bei den heißen sein, da die Entstehungsverhältnisse der letzteren konstanter sind. Dies bestätigt auch R. Fresenius¹⁾ durch die wiederholten Analysen nachgenannter Mineralquellen. Stellt man das Maximum der fixen Bestandteile mit 100 dem Minimum gegenüber, so ergibt sich:

Niederselters	15,5 ⁰	100:87,3
Emser Kränchen	36,0	100:95,9
Emser Kesselbrunnen	47,0	100:98,9
Wiesbadener Kochbrunnen	68,5	100:99,7

E. Hintze und E. Kaiser²⁾ fanden für letzteren Brunnen, daß in seinem Wasser der Chlorgehalt innerhalb der Zeit 1847 bis 1908 nur im Verhältnis 100:99,18 schwankte; die Temperatur des Wassers war bei den extremen Werten immer dieselbe = 65,7^o.

In manchen Mineralquellengebieten ist zwar die Menge des Rückstandes der einzelnen Quellen verschieden groß; doch zeigt die chemische Analyse der Rückstände eine auffallende Übereinstimmung, woraus geschlossen werden darf, daß alle diese Mineralwässer nur verschiedene Verdünnungen eines ursprünglich einheitlichen Mineralwassers sind. Jene Quelle, welche den größten Rückstand hat, wird dem eigentlichen Ursprung am nächsten liegen, was bei Quellenarbeiten stets zu beachten ist.

Die meisten Mineralquellen zeigen vielfache chemische Beziehungen zu jenen Gesteinen, welche das Wasser durchfloß und in welchen es sich mineralisierte. Ein eingehendes Studium der Wasseranalyse läßt deshalb oft ebenso interessante als auch technisch wichtige Schlüsse auf die Wanderung und den Ursprung des Mineralwassers zu.

Die Mineralquellen sind zumeist Spalten-, seltener Schichtquellen, welche entweder einer Spalte, die dann eine Verwerfung zu sein pflegt, oder ein System von Fugen oder Klüften entsprechen. Manchmal ist die Quelle an ein Spaltenkreuz gebunden. Im allgemeinen findet man die Mineralquellen vorwiegend in tektonisch gestörten Gebieten. Treten in demselben Gebiete mehrere Mineralquellen auf, so können sie entweder linear oder flächenhaft verteilt sein; ersteres verweist auf die streichende Erstreckung der Spalte, das

¹⁾ Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturkde. 1894. — ²⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 23, 123, 1915.

zweite auf ein System paralleler oder sich kreuzender Spalten; letztere zeigen eine unregelmäßige flächenhafte Verteilung der Quellen, die auch dadurch bedingt werden kann, daß ein nahezu paralleles Spaltensystem von einer lockeren oder porösen Ablagerung überdeckt ist, welche das aus den Spalten aufsteigende Wasser durchdringen muß und dabei unregelmäßig verteilte Partien geringsten Widerstandes folgt, wie dies z. B. bei den Sauerlingen von Franzensbad (Böhmen) der Fall ist. Hingegen treten die parallelen Thermenspalten von Karlsbad unmittelbar zutage; der Sprudel, die heißeste Quelle, liegt am tiefsten, von seiner Spalte führen Äste zu den Parallelspalten, in welchen sich das Thermalwasser mehr oder weniger abkühlt und mit Tagwasser mischt.

Mineralquellen findet man häufig in Tälern und Niederungen, welche von der Quellenspalte verquert werden und welche ihr Wasser naturgemäß sobald als möglich, das ist die tiefste Stelle des Spaltensausbisses, ausschütten. Ist dieselbe mit undurchlässigen Schichten überdeckt, so kann sich das Wasser entweder einen Austritt zu Tag durcharbeiten, wie dies z. B. an einigen Quellen bei Teplitz (Böhmen), besonders schön in der sogenannten Riesenquelle, zu beobachten war, oder das Mineralwasser wird an der Basis der Überdeckung hinauf oder seitwärts gepreßt und tritt entfernt von seinem eigentlichen Ursprung als Mineralquelle zutage.

Die Fassung der Mineralquellen wird durch Überdeckungen aller Art sehr erschwert. Ingenieur Scherrer geht bei derartigen Arbeiten fast stets mit Erfolg radikal vor; er entfernt die Überdeckung, um den eigentlichen Ursprung der Quelle bloßzulegen, gut zu fassen und das in Nebenspalten aufsteigende Mineralwasser mittels Beton abzudämmen und es zu zwingen, in der Hauptspalte zu bleiben. Ist die Überdeckung wasserlassend, so wird durch diesen Vorgang auch der Zufluß des Tagwassers zu dem Mineralwasser verhindert. Diese Methode ist in ihrer Anwendung durch die Kosten der Abraumarbeiten begrenzt.

Das Wasser der Schichtquellen wird sich mineralisieren, wenn es auf seinem Wege Mineralien löst; die Mineralquelle wird auch hier an der tiefsten Stelle des Ausbisses der mineralisierenden Schicht, falls dieser nicht überdeckt ist, erscheinen.

Das Mineralwasser kann den größten Teil seines Weges in anderen Gesteinen als dem der Mineralquelle zurückgelegt haben. Manchmal sind nahe beieinander liegende Schichtquellen chemisch derart verschieden, daß die Unterschiede nicht mit dem Zufluß von Süß- oder Tagwasser erklärt werden können. In einem solchen Falle entspricht jede Quelle einer anderen petrographisch (chemisch) verschiedenen Schichte. Ein interessantes Beispiel beschreibt Ad. Hartmann¹⁾ von Lostorf in der Schweiz.

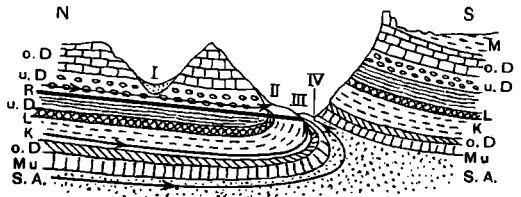
¹⁾ Chemische und geologische Verhältnisse der Quellen von Lostorf und anderer Mineralquellen der östlichen Jura. Aarau 1917.

Zu dem Profile (Fig. 62) sei bemerkt, daß der ganze Schichtenkomplex nördlich (links) ausbleißt, somit die Sickerwasser eindringen können.

Die Analysen der Gipsquelle aus verschiedenen Jahren gaben sehr schwankende Werte, so die vorwaltenden Bestandteile: Calcium 0,428 bis 0,215, Schwefelsäure 1,382 bis 0,540, Kohlendioxyd 0,370 bis 0,318 g in 1 Liter Wasser. Die Schwefelquelle: Calcium 1,545, Natrium 0,641, Schwefelsäure 0,303, Chlor 0,989 in 1 Liter; gelöste Gase: Kohlendioxyd 203,8, Schwefelwasserstoff 47,71, Stickstoff 20,06 cm³ in 1 Liter Wasser. Der Ursprung der Schwefelwasserstoffe wird auf Gips bezogen, welcher durch organische Bestandteile zu Calciumsulfid und dieses durch Wasser in Schwefelwasserstoff und Calciumcarbonat umgewandelt wird.

Die Ergiebigkeit und Veränderlichkeit der chemischen Zusammensetzung der Mineralquellen hängt von verschiedenen

Fig. 62.



Querschnitt bei Lostorf nach Ad. Hartmann.

M = Malm, *o. D.* = oberer Dogger, *u. D.* = unterer Dogger, *L* = Lias,
K = Keuper, *o. D.* = oberer Dolomit, *Mu* = Muschelkalk, *S. A.* = Salzton
 und Anhydrit, *R* = Rutschfläche.

I = Falkensteinweiher, II = Falkensteinquellen (Süßwasser), III = Gipsquelle,
 IV = Schwefelquelle (muriatisch).

Faktoren ab, als da sind: Vom Auftrieb der Quelle, vom Luftdruck, vom Stand des Grund- und Bodenwassers und von der Fassung der Quelle. J. Knett erläutert im Österreichischen Bäderbuch die vier Ursachen des Aufsteigens der Mineralquellen, und zwar: 1. Die geringere Dichte des gasreichen und warmen Mineralwassers gegenüber dem gasfreien und kalten Grundwassers. 2. Wasserverdrängung nach oben infolge Durchstreichens von spontanem Quellengas in Form zahlreicher kleiner Gasblasen. 3. Eine wichtige Quelle der Emporbewegung ist die lebendige Kraft spontaner Quellengase, die in relativ engen Quellenwegen beträchtliche Wassersäulen vor sich herzutreiben und nachfolgende anzusaugen vermag. Endlich sei 4. noch die besonders örtlich ausgebildete wichtige Gasdruckwirkung nach unten in seitlichen Klüften oder Höhlungen erwähnt, welche mit Mineralquelladern mehr oder weniger in seitlicher Verbindung stehen (Heronsball, Spritzflasche, Karlsbader Sprudelkessel usw.). Als 5. ist der hydrostatische Überdruck hinzuzufügen.

Je größer der Auftrieb einer Quelle ist, um so mehr wird, bei sonst gleichen Verhältnissen, die Ergiebigkeit wachsen und desto weniger schwanken; ihm entgegen wirkt der Luftdruck, der sich besonders bei gasreichen Quellen, wie z. B. den Sauerlingen, sehr deutlich fühlbar macht. Bei diesen beobachtete man, daß die Höchst- oder Mindestwerte des Luftdruckes nicht immer genau mit der Menge des freien Kohlendioxids des Wassers zusammenfallen, ja die Mindestwerte des letzteren laufen jenen ersteren bei bedeutenden Schwankungen zuvor, so daß Sauerlinge sogenannte Wetterpropheten (natürliche Barometer) sind. Das Hydrocarbonation wird ebenfalls vom Luftdruck beeinflusst, doch zeigt sich hierbei weniger Regelmäßigkeit. Auch andere Gase, wie Schwefelwasserstoff, Radiumemanation, Stickstoff sowie Wasserdampf sind in ihrem Austritt aus dem Mineralwasser vom Luftdruck abhängig, und das betreffende Mineralwasser ändert nicht bloß seine Ergiebigkeit, sondern quantitativ seine Zusammensetzung, so z. B. der gutgefaßte Sprudel von Neuenahr seinen Gehalt an Natriumhydrocarbonat innerhalb der Jahre 1863 bis 1911 im Verhältnis 100:92,04¹⁾. Sind die Quellen nicht gefaßt, so ist die Änderung noch stärker, da überdies der Einfluß des Grundwassers mehr fühlbar ist.

Wird gasführendes Wasser erbohrt, so kann es infolge des Auftriebes auch eine stetige oder intermittierende Springquelle bilden. In Ránk²⁾ bei Kaschau (Ungarn) wurde Kohlensäure und Schwefelwasserstoff führendes, 24° warmes Mineralwasser erbohrt, das alle 10 bis 16 Stunden eruptierte, zu Beginn des Ergusses nur über den Brunnenrand floß, dann stoßweise höher, endlich während 11 Minuten bis zu 35 m Höhe sprang und einen starken Geruch nach Schwefelwasserstoff verbreitete. Das schaumige Wasser zog sich dann tief ins Bohrloch zurück und hatte 18°. Die Umgebung besteht aus Trachyt.

Die an Kohlensäure reiche Ekatherinenquelle³⁾ in Borschom (Kaukasus) intermittiert mit großer Regelmäßigkeit. Vom Zeitpunkt des stärksten Aufwallens (3,3 l/sec) sinkt die Kurve schnell bis zum tiefsten Punkt, um gleich darauf noch schneller zu steigen, bis zu einem Punkt mit 1,43 l/sec Ergiebigkeit; von hierab erhebt sich die Kurve langsamer in Absätzen bis zum Augenblick des heftigsten Sprudels (3,3 l/sec). Vom Maximum der Ausflußgeschwindigkeit bis zum Minimum vergehen stets zwei Minuten, von da bis zum Maximum 7½ bis 8 Minuten; also dauert eine Periode der Intermittenz 9½ bis 10 Minuten.

Weit bekannt ist der kohlenäurereiche, intermittierende Sprudel zu Namedy bei Andernach (Deutschland), dessen physikalischen Grundlagen F. Altfeld⁴⁾ vorzüglich erläuterte, die Erklärung dieser Vorgänge durch

¹⁾ E. Hintze und E. Kaiser, Zeitschr. prakt. Geol. **23**, 123, 1915. — ²⁾ Internat. Mineralquell.-Zeitg. **13**, Nr. 290, S. 3, 1912. — ³⁾ Fr. Moldenhauer, Compt. rend. d. Séances d. l. Comm. Sism. Perman. St. Petersburg **5**, 1, 1912; durch E. Rudolph, Petermanns Mitteil. **59**, 323, 1913. — ⁴⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**, Heft 4/8, S. 164, 1914.

F. Henrik ¹⁾ widerlegend, da sie nicht allen Einzelheiten der Erscheinung entspricht. Aus jener gründlichen Arbeit sei zuerst bemerkt, daß das 300 m tiefe Bohrloch nebst der 35 bis 40 cm weiten Verrohrung noch ein inneres Steigrohr von 20 cm Durchmesser besitzt, aus dem in Zwischenzeiten von drei bis sechs Stunden in Ausbrüchen von vier bis sechs Minuten Dauer eine Wassermenge von etwa 25 m³ und eine Gasmenge von über 300 m³ Kohlensäure bis zu 55 m³/emporgeschleudert wird. Bei der Bohrung wurden in verschiedenen Tiefen Gas- und Wasseradern erschlossen. Die Periodizität des Springens liegt im wechselnden Verhältnisse des Gas- und Wasserdruckes im Bohrloch. Daraus, daß bei einem Ausbruch mehr Wasser ausgeworfen wird als in derselben Zeit im Bohrloch zufließt, ergibt sich in diesem eine Verminderung des Wasserdruckes gegen Ende des Ausbruches, weshalb mehr Kohlensäure als sonst zuströmen kann. Wenn nun deren Abstrom aus dem weiten Bohrloch viel größer ist als der Zustrom aus den engen, gasführenden Spalten, so muß sich nach einer gewissen Zeit der Gasvorrat in der Umgebung des Bohrloches so weit erschöpft haben, daß ein weiterer Abstrom durch einen entgegenwirkenden Druck, der nur wenig größer zu sein braucht, verhindert werden kann. Dieser Gegendruck wird von der infolge von Zuflüssen steigenden Wassersäule erzeugt. Dadurch werden die Gasadern geschlossen, ja das Wasser dringt in diese bis auf eine gewisse Entfernung ein. „Die Ursache des Intermittierens liegt also in dem Mißverhältnis zwischen dem Auswurf und dem Zustrom des Wassers.“ Bezüglich der weiteren Einzelheiten sowie der Beschreibung eines schönen Demonstrationsapparates verweise ich auf die sehr anregende Abhandlung Altfelds ²⁾.

Die Intermittenz mancher Mineral- und Süßwasserquellen kann auch damit erklärt werden, daß eine Höhle oder ein System von Hohlräumen vorausgesetzt wird, wie dies bei Besprechung der Geysire sowohl als auch der Höhlenquellen erläutert wird bzw. wurde.

Die Ergiebigkeit und Zusammensetzung der Mineralquellen wird, besonders bei minder gut gefaßten, auch vom Grundwasser, oder, allgemein gesagt, vom Bodenwasser beeinflusst; steigt dasselbe, so kann sich auch die Ergiebigkeit erhöhen, teils weil Süßwasser zufließt, teils aber auch dadurch, weil von seitwärts der Druck auf den gut und tief gefaßten Hauptquellenast größer wird; hierbei kann die Konzentration der Mineralbestandteile sinken oder sich erhöhen, je nachdem das Bodenwasser zum Quellenast Zutritt hat oder nicht; so können nahe beieinander liegende Mineralquellen verschiedene Änderungen bei gleichem Grundwasserstande zeigen. Ist der Auftrieb des Mineralwassers kräftig, so durchbricht dieses das Bodenwasser und schiebt es zur Seite; ist der Auftrieb gering, so kann der Gegendruck des Boden-

¹⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 18, 417, 1910. — ²⁾ E. Hintze und E. Kaiser, ebenda 23, 123, 1915.

wassers das Mineralwasser seitlich verdrücken oder es findet eine Mischung beider statt.

Es kam wiederholt vor, daß ein Mineralquellengebiet intensiv ausgepumpt und im Jahre mehr Wasser entnommen wurde als zuströmte; die Folge war, daß die Ergiebigkeit sank, wofür nicht die Mißwirtschaft, der Raubbau der Brunnenverwaltung, sondern irgendwas anderes, wenn möglich ein Bergbau, verantwortlich gemacht wurde und wofür sogenannte Sachverständige gedungen wurden. Auch nachbarliche Flußläufe können, wie das Grundwasser, die Mineralquellen beeinflussen.

Zur Quellenfassung benutzt man Gesteine, welche vom Mineralwasser nicht oder nur höchst wenig angegriffen werden; am besten ist Quarz und Quarzit, weniger gut ist Serpentin, Porphyr, Granit.

Zur Klassifikation der Mineralquellen empfiehlt es sich, die Temperatur und chemische Zusammensetzung des Wassers zugrunde zu legen, wobei in letzter Hinsicht der vorwaltende oder besonders charakteristische Bestandteil, z. B. Radium entscheidet. Hierbei kann man entweder nach Kationen (Metalle) oder Anionen (Säuren) gruppieren; letzteres gibt eine bessere Übersicht und ist auch bisher in verschiedenen Abänderungen üblich gewesen.

Höfer teilt die Mineralquellen ein in:

- | | |
|---------------------------------------|-------------------------|
| 1. Thermen, | 5. Schwefelquellen, |
| 2. Säuerlinge, | 6. Radioaktive Quellen, |
| 3. Haloid- oder Kochsalz-
quellen, | 7. Borquellen, |
| 4. Sulfatquellen, | 8. Kieselsäurequellen, |
| | 9. Salzsäurequellen. |

Aus balneologischen Gründen könnten auch noch Arsenquellen ausgeschieden werden.

Die Klassifikation der Mineralquellen im Deutschen Bäderbuche ist von der voranstehenden einerseits dadurch abweichend, daß sie vorwiegend die Basen zugrunde legt, andererseits auch weniger ausgreifend ist, da sie nur die Mineralquellen Deutschlands berücksichtigt.

Es wurde wiederholt angeregt, in jeder Gruppe Grenzwerte der Bestandteile festzusetzen, was besonders auch für die Feststellung des Begriffes „Heilquelle“ von Bedeutung wäre; doch hatten diese Bestrebungen nur den Erfolg, daß die bereits erwähnte untere Grenze sämtlicher mineralischer Bestandteile (1 g), im Mineralwasser (1 kg) und des freien Kohlendioxyds (1 g) im Sauerwasser ziemlich allgemein angenommen wurde.

1. Thermen.

Der Begriff Therme ist schwankend. Eine relative Therme ist jene, deren Wassertemperatur höher als die mittlere Temperatur der Luft bei der Quelle ist, so könnte z. B. im Gebirge eine Quelle mit

8° eine Therme, im Tale darunter keine sein. Es empfiehlt sich, wenn der Temperaturunterschied kein bedeutender ist, solche Quellen nicht als Thermen, sondern als warme Quellen zu bezeichnen, an welchen viele Gegenden reich sind, da sich das eingedrungene Tagwasser an den wärmeren Gesteinen erwärmt. Man hat deshalb für den Begriff Therme eine untere Temperaturgrenze festgestellt; doch auch darüber gehen die Anschauungen auseinander; so nimmt das deutsche und das österreichische Bäderbuch hierfür aus physiologischen Gründen 20° an. Fuchs und mit ihm A. Supan setzten diesen unteren Grenzwert mit 30° fest; ich schlug seinerzeit 24° vor, da ein solches Wasser für Badezwecke nicht künstlich erwärmt werden muß. Um zu einer Übereinstimmung zu gelangen, nehme ich für unsere Breiten ebenfalls 20° als Grenzwert für die sogenannten absoluten Thermen an. K. Schneider¹⁾ hat Quellen mit über 50° heißen Thermen benannt; bei dieser Temperatur beginnen Eiweißstoffe zu gerinnen, die Absatzprodukte Kieselsäure und Calciumcarbonat sind bei 50° oder mehr fest, hart, dicht, licht gefärbt, unter 50° mürber, lockerer und zu dunkleren Farben neigend; J. Knett fand dies in den Karlsbader, verschieden temperierten Thermen bestätigt. — Abgesehen von den Geysiren sind Thermen mit 90° Temperatur bekannt von Vranja (Serbien), die Peterquelle (Kaukasus) und von Las Trincheras²⁾ (Venezuela). Der Grenzwert 20° kann nur für unsere Breiten gelten, entspricht jedoch auch für einen großen Teil der Erde, da dieser die Durchschnittstemperatur unter 20° hat. Würde der Grenzwert mit 30° festgesetzt, so würde er für die ganze Erde gelten, doch müßte man dann viele kühlere Thermen ausschalten, die wir gewohnt sind als Thermen zu bezeichnen.

Thermen, welche an mineralischen Bestandteilen ungewöhnlich arm sind, heißen indifferente, auch Akratothermen oder Wildbäder (Gastein in Salzburg, Teplitz in Böhmen, Badenweiler und Schlangenbad in Deutschland, Pfäfers in der Schweiz, Plombières in Frankreich u. a. m.); sonst bezeichnet man die Thermen nach dem vorwaltenden oder charakteristischen Bestandteil wie Mineralquellen und setzt nur das Wort Therme hinzu, z. B. Schwefeltherme (Baden bei Wien), Halotherme (Baden-Baden).

Das warme Wasser einer Therme fließt entweder ruhig aus, oder es bildet einen stetigen oder intermittierenden Springer; im letzteren Falle wird die Therme auch Geysir genannt.

Die Thermen treten oft in Gebieten mit erloschenen oder tätigen Vulkanen auf, sind also dann vulkanische Erscheinungen; sie pflegen dort auch in geringer oder größerer Entfernung von Mofetten oder Säuerlingen oder Solfataren begleitet zu sein. Ein solches Gebiet ist z. B. Nordwestböhmen am Südfuß des Erzgebirges, der böhmische

¹⁾ Geol. Rundschau 4, 72, 1913. — ²⁾ Las Trincheras ist nach A. v. Humboldt (Kosmos 4, Absch. 2, S. 246) eine Akratotherme mit 90 bis 97° Temperatur.

Thermengraben, der besonders in der Richtung parallel zum Erzgebirge von tiefgreifenden Zerrsprüngen durchzogen ist. G. v. Laube heißt ihn böhmische Thermalspalte. Dieser Graben schließt die bekannten Thermen Karlsbad (Sprudel 73,8°) und Teplitz (Urquelle 48°), sowie die Säuerlinge Franzensbad mit vielen Mofetten, Gießhübel, Krondorf, Bilin sowie viele verschiedene Ausbrüche vulkanischer Gesteine ein. Die Thermen und Säuerlinge sind hier postvulkanische Erscheinungen.

Andererseits treten Thermen auch fernab von Eruptivgesteinen auf, können jedoch trotzdem demselben geotektonischen Vorgange entstammen. Da wie dort sind sie an tiefreichende Spalten, die oft große Verwerfungen (Sprünge) sind, gebunden, weshalb sie F. v. Wolff als postorogenetisch bezeichnet. Die Thermen von Gastein (Salzburg) liegen fernab von jüngeren Eruptionen, knapp neben dem großartigen Wasserfall der Ache, welcher sich an den tiefsten Teil der Grabensenke hält. Die Gräben — im geotektonischen Sinne — scheinen oft die Träger der Thermen zu sein; auch die Thermen von Badenweiler (26,4°), Baden-Baden (67°), Wiesbaden (69°), Nauheim (35°) liegen im Rhein-Hessengraben. Die Zerr- oder Zugspalten reichen in der Erdkruste am tiefsten, weshalb diese wenigstens für die heißen Thermen die Wege sein dürften.

Es sei hier kurz die Teplitz-Duxer Katastrophe vom 10. Februar 1879 erläutert.

Die Teplitzer Thermalspalte streicht im permischen Quarzporphyr westlich bis nach dem etwa 7 km entfernten Dux und wird hier durch einen nach Nordosten streichenden Verwurf mit Absinken des westlichen Teiles abgeschnitten, durch welchen die vorwiegend aus tonigen Gesteinen bestehenden und das Kohlenflöz führenden Tertiärschichten auch den Porphyr abschneiden. Die Nordostspalte ist mit der Thermalspalte in Verbindung; ersterer kam der Kohlenbergbau nahe, und durch Zerrüttungsspalten konnte das in dem Spaltensystem angestaute und unter hohem hydrostatischen Überdruck stehende Wasser in den Bergbau plötzlich einbrechen. Die Temperatur des eingedrungenen Wassers stieg allmählich bis auf 25°; es überflutete die ganze Grube und stieg im Schacht.

64 Stunden nach diesem Einbruch verschwand die westlichste Teplitzer Therme (Stadt- oder Urquelle); dies setzte sich allmählich nach Osten bis zu den Schönauer Thermen fort. Der Ausfluß der Urquelle lag 47 m höher als die Einbruchsstelle in der Grube. Auf den Rat von E. Sueß teufte man an der Urquelle längs der Thermalspalte einen Schacht und erreichte mit diesem wieder das Thermalwasser, das nun gepumpt werden mußte, während es früher frei ausfloß. Später wurde die Grube mittels kräftiger Pumpen entwässert, die Einbruchsstelle mittels mehrerer Dämme abgeschlossen, worauf im Teplitzer Urquellenschacht das Thermalwasser langsam bis fast zur ursprünglichen Höhe stieg.

L. de Louney¹⁾ fand, daß weitgeöffnete Spalten von jungem geologischen Alter eine notwendige Bedingung für Thermen sind, deshalb in den schon seit älteren Zeiten konsolidierten Gebieten fehlen. Eine allgemeine Gültigkeit können diese Sätze nicht beanspruchen, da es Thermen gibt, welche aus sehr schmalen Spalten hervorbrechen, wie z. B. in Gastein, im Römerbad in Untersteiermark u. a. m., und andererseits das Spaltenalter eine ganze Reihe von Formationen umfassen kann, wie Burtscheid-Aachen vom Perm bis vielleicht ins Quartär; die Teplitzer Thermalspalte ist älter als die Oberkreide. Da jüngere Ablagerungen häufig die älteren Quellspalten im Grundgebirge überdecken, so werden viele Mineralquellen an junge Spalten, welche jüngere Überlagerungen durchsetzen, gebunden sein.

Die Thermalwasser führen manchmal Radium und dessen Emanation, häufig in sehr geringen Mengen Argon, Helium als Zerfallprodukte; Ch. Moureu und A. Lapasse²⁾ wiesen in 26 französischen Thermen überdies Xenon und Krypton nach und folgerten, daß auch diese wie jene im Thermenwasser sehr verbreitet sind.

In einem Thermalgebiete, welches mineralisiertes Warmwasser führt, wie Burtscheid-Aachen, Karlsbad, steigt in den verschiedenen Quellen der Gehalt an mineralischen Bestandteilen mit der Temperatur, was mit dem geringeren Zufluß von Tagwasser wenigstens teilweise zusammenhängt.

W. H. Emmons und G. L. Harrington³⁾ folgerten aus den Wasseranalysen der heißen Quellen Nordamerikas, daß im Wasser aus Gebieten junger vulkanischer Tätigkeit Alkalien und alkalische Erden als Chloride oder Carbonate und wenig Sulfate vorhanden sind; in sehr geringer Menge finden sich auch PO_4 , Br, J, F, häufiger Ca, Mg. Einige Analysen geben auch Li, Ru, Cä und Hg an; andere Metalle fehlen. Das Wasser älterer Vulkangebiete enthält vorwiegend Bicarbonate und Sulfate von Ca und Mg, wenig Chloride von Na und K.

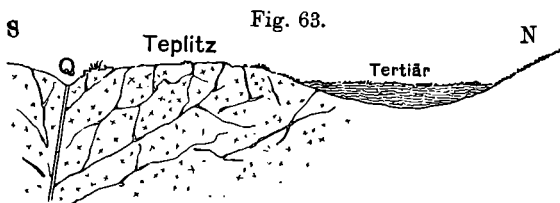
Manche mineralisierten Thermen liefern mehr oder weniger reichlich Quellsätze; allgemein bekannt ist der Karlsbader Sprudel- und Erbsenstein, neben welchem sich selten auch kristallisierter Baryt findet; in früherer Zeit setzte sich hier jedoch Hornstein ab, es fand also ein bedeutender Wechsel in der chemischen Zusammensetzung des Wassers statt, der nach K. Schneider und J. Knett gegen Ende der Tertiärzeit erfolgte. In den Quellsätzen anderer Thermen fand man als Seltenheiten auch Flußspat, Pyrit und Schwefel, hingegen häufig Kieselsäure als amorphes Pulver, Kieselsinter und Chalcedon.

Das Thermalwasser kann bei seinem Aufsteigen seine mineralischen Bestandteile in der Spalte mehr oder weniger absetzen, diese allmählich verengen, wodurch die Quellenergiebigkeit herabgesetzt wird, endlich

¹⁾ Compt. rend. Paris 149, II, 1158, 1909. — ²⁾ Ebenda, S. 1171, 1909. — ³⁾ Econ. Geol. 8, 653, 1913.

die Spalte gänzlich schließen; es hat sich ein Mineral- oder Erzgang gebildet. In manchen Gängen des Erzgebirges fand man tatsächlich in der Tiefe Thermen, z. B. in St. Joachimsthal. Der Verschluß der Thermalspalte mußte von oben nach abwärts vor sich gehen, da oben, nahe dem Tage, der Druck und die Temperatur des Thermalwassers sank und dadurch das Lösungsvermögen für die mineralischen Bestandteile herabgesetzt wurde; diese mußten sich wenigstens teilweise ausscheiden¹⁾. Dieser Vorgang kann auch zur Erklärung des primären Teufenunterschiedes der Erzgänge herangezogen werden, d. i. die Tatsache, daß die Erzführung in der Nähe des Tages schon ursprünglich von jener der Tiefe verschieden war.

Der Auftrieb der Thermen erfolgt nicht allein durch den hydrostatischen Überdruck des Einzugsgebietes, sondern wird noch durch die Wärme unterstützt, durch welche das Wasser des aufsteigenden Quellenastes des kommunizierenden Gefäßes an und für sich überdies durch die Entwicklung der Dampfbläschen spezifisch leichter wird, weshalb der kühlere, schwerere, einziehende Ast Überdruck ausübt.



Das Thermengebiet von Teplitz (Böhmen).

Als Beispiel seien die Thermen von Teplitz-Schönau (Böhmen) (Fig. 63) genannt, für welche die einen das Infiltrationsgebiet im Erzgebirge, die andern im böhmischen Mittelgebirge suchten, wäh-

rend es voraussichtlich in der nächsten Umgebung der Thermen liegt. Diese treten in einer offenen, bis nach Dux (7 km Entfernung) verfolg- baren Spalte im Quarzporphyr zutage, der eine flache Erhöhung bildet, an welcher sich gegen Norden eine unbedeutende Senke, mit kohlenführendem Tertiär ausgefüllt, und sich dann dem Gehänge des Erzgebirges anschließt. In diesem tritt der Quarzporphyr wieder zutage.

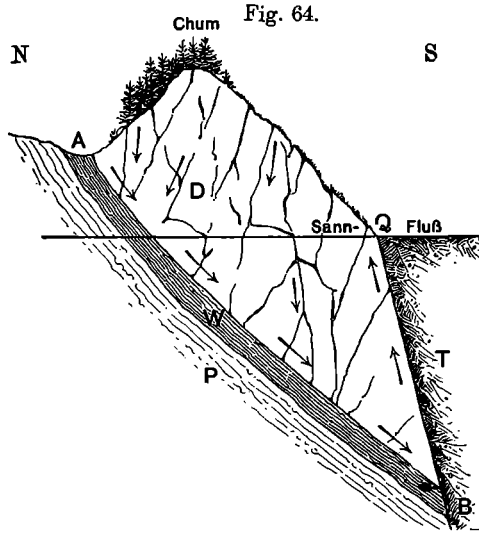
Die Temperatur der Teplitzer Urquelle, welche, wie auch die nachbarlichen Thermen, in einem Tälchen liegt, ist 48°, die durchschnittliche Ortstemperatur von Teplitz 15,5°, somit die Differenz 32,5°, welcher eine Tiefe von 1072 m entspricht. Der Porphyr, welcher in der Umgebung von Teplitz auf mindestens 4,5 km² entblößt oder wasserlässig überdeckt ist, ist reichlich zerklüftet und kann deshalb sehr viel Wasser einsickern lassen; in dem Maße, als es tiefer eindringt, wird es erwärmt und erhält dadurch den Impuls zum Auftrieb; da jedoch in den dünnen Infiltrationsklüften das spezifisch schwerere kalte Wasser steht und hier auch ein stärkerer Bewegungswiderstand (Reibung, Adhäsion) herrscht,

¹⁾ Eine Ausnahme hiervon wird eintreten, wenn in der Tiefe ein die Mineral- lösung reduzierendes oder präzipitierendes Gestein stellenweise vorhanden ist.

so wird das Wasser in dem unregelmäßigen Spaltensystem, seiner Schwere folgend, stetig tiefer sinken und sich auch stetig mehr erwärmen.

Endlich gelangt es von verschiedenen Seiten bei 1072 m Tiefe mit 48° zu der breiten Thermalspalte; das warme Wasser ist hochgespannt, vielleicht wird auch schon die Dampfbildung merklich eingeleitet, welche den Auftrieb erhöht; die Bewegungswiderstände sind kleiner, auch der Ausbiß dieser Spalte ist etwas tiefer als das Infiltrationsgebiet gelegen, so daß das Thermalwasser in ihr bis zum Tag emporsteigen muß.

Einen eigentümlichen Fall bieten die Thermalquellen von Tüffer bei Cilli (Südsteiermark). Auch hier ist ein System sehr dünner Infiltrationsspalten im Dolomit *D* (Fig. 64) vorhanden, während der aufsteigende Schenkel durch einen Verwerfer *QB* gegeben ist, welcher den wasserlässigen Dolomit gegen die undurchlässigen Gesteine der Tertiärformation *T* abschneidet. Der Dolomit *D* wird vom Werfener Schiefer *AB* und dieser vom Phyllit *P* unterlagert.



Die Thermen von Tüffer in Steiermark.

Die in den dünnen, doch vielen Spalten des Dolomits einsickern Niederschlagswasser strömen vermöge der Schwere dem undurchlässigen Werfener Schiefer zu und fließen an dessen Oberfläche bis nach *B*, wobei sie allmählich erwärmt und durch das vorgelagerte Tertiär aufgehalten werden. Vermöge ihrer höheren Temperatur ($37,5^{\circ}$) und nur untergeordnet infolge eines kleinen Überdruckes steigen sie längs des Verwerfers *QB* in die Höhe und kommen an der niedrigsten Ausbißstelle desselben, d. i. im Tale des Sannflusses bei *Q* als Thermalquellen, zum Vorschein; sie treten sowohl im Flusse als auch knapp am rechten Ufer, also durchweg an der tiefsten Ausbißstelle auf.

Ein ähnliches Wasserregime wie Tüffer haben die Thermen am Westrande des Wiener Tertiärbeckens zu Baden und Vöslau.

Ausgesprochen aufsteigende Spaltquellen sind auch die Thermen vor Burtscheid bei Aachen, deren Temperatur bis $77,5^{\circ}$ steigt.

Thermen können auch reine Schichtquellen sein, wenn ihr Wasserlauf einer tiefen Synklinale folgt oder unter einem hohen Gebirge durchzieht.

Geysire.

Ein Geysir ist eine intermittierende heiße Therme; die erste fand man in Island, wo sie diesen Namen führte, von dem altnordischen Geysa = ergießen abgeleitet, der dann auf alle periodisch springende Thermen übertragen wurde. Zwischen zwei Ausbrüchen ist die Quelle ganz ruhig und heißes Wasser füllt das Geysirbecken, falls ein solches vorhanden ist. Die Ausbrüche, welche von Dampfmassen begleitet sind, finden nach verschiedenen langen Pausen statt; in allen Gebieten zeigte sich seit Jahrzehnten ein Ermatten der Geysirtätigkeit. Die Geysire, welche nur in jungvulkanischen Gebieten auftreten, setzen amorphe Kieselsäure oder Calciumcarbonat ab, womit beim natürlichen Quellenrohr entweder ein Becken oder ein Kegel sich bildet. Hier und da findet man in den Quellenabsätzen ganz untergeordnet Schwefel. Auch das Steigrohr ist manchmal mit Sinter ausgekleidet.

Geysire finden sich in Island, von Solfataren begleitet, 160 im Yellowstonepark in dem Felsengebirge der Vereinigten Staaten Nordamerikas, im Devils Cañon (Kalifornien), auf den Azoren, in Tibet, auf der Nordinsel Neuseelands, woselbst sie jedoch durch Vulkanausbrüche und Erdbeben fast zerstört wurden, in Neu-Pommern und in Japan.

Es kann nicht Gegenstand dieses Buches sein, diese Geysirgebiete zu beschreiben; es dürfte eine kurze Schilderung des vielfach untersuchten isländischen großen Geysirs zur Kenntnis dieses Phänomens genügen. Er liegt in 110 m Seehöhe in einer jungdiluvialen vulkanischen Tufflandschaft weitab von Spuren jüngster vulkanischer Tätigkeit, und entströmt einem flach gewölbten Hügel von lichtem Kieselsinter, welcher ein rundes, 15 m breites und 3 m tiefes tellerförmiges Becken trägt, an dessen Boden ein runder, mit Kieselsinter ausgekleideter, 5 m breiter und 30 m tiefer Schlund in die Tiefe führt. Aus dem 76 bis 80° heißen Wasser des Beckens steigen Dampfblasen auf, die in 80 bis 90 Minuten, von donnerartigem Geräusch begleitet, den Wasserspiegel in heftiges Wallen versetzen; das sind die kleinen Eruptionen, wodurch ein Überfließen des Wassers bedingt wird. In unregelmäßigen Intervallen, nach mehreren Tagen¹⁾, tritt eine große Eruption ein, das Wasser im Becken steigt rasch an, mächtige Dampfwolken erheben sich und ein gewaltiger Springbrunnen steigt 30 bis 70 m hinan. Nach wenigen Minuten ist die große Eruption beendet, das Becken samt Schlund ist fast leer und füllt sich langsam; erst nach etwa fünf Stunden tritt die erste kleine Eruption wieder auf.

200 m südwestlich liegt die Oderis Holla, eine kleine, 5 m tiefer liegende Therme, die 1905 ständig sprang. Zwischen hier und dem

¹⁾ Im Jahre 1772 erfolgte jede halbe Stunde ein Auswurf, 1805 alle sechs Stunden, 1860 nach je vier bis fünf Tagen und jetzt dauert die Pause bis 20 Tage (E. Sueß, Über heiße Quellen, S. 5). Hingegen scheint die Steighöhe gewachsen zu sein, was auf Verengung der Quellenröhre verweisen würde.

großen Geysir liegt der Strokkur, dessen freiwillige Ausbrüche seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts aufhörten, was mit den Bodenwasser-Verhältnissen zusammenhängt. Die tiefste Therme ist stetig, der große Geysir in mittlerer Höhenlage ist nur noch wenig tätig, während die höchstgelegene Konungsöher, die noch 1877 tätig war, völlig erloschen ist.

Die chemische Zusammensetzung des Wassers des großen Geysir ist schwankend, doch herrscht, wie bei den meisten Geysiren, das NaCl vor; sein Gehalt an mineralischen Bestandteilen ist 0,2638 g im Liter, jener des Na_2SO_4 0,1343 g, Na_2CO_3 0,1227 g, SiO_2 0,519 g, CO_2 0,152 g; überdies wurden in sehr geringen Mengen K_2SO_4 , MgSO_4 und S gefunden¹⁾. Im Wasser der Geysire des Yellowstoneparkes schwankt in sieben Analysen der Gehalt an freier Kieselsäure zwischen 0,0517 und 0,4180 g, und jener an Kochsalz von 0,1903 bis 0,9760 g, von Natriumsulfat von 0,0250 bis 0,1448 g in 1 kg.

Erklärung der Thermen und der Geysire.

Bevor E. Sueß 1902 seinen geistreichen Vortrag „über heiße Quellen“ in der Naturforscherversammlung zu Karlsbad hielt, herrschte in den Geologenkreisen fast einmütig die Anschauung, die Wärme des Thermalwassers ist jene der Erdwärme, bis zu welcher das Sickerwasser eindrang, so daß man mit Hilfe der geothermischen Tiefenstufe (30 bis 35 m) die „Herdtiefe“, d. i. die Tiefe, in welche das Sickerwasser eindringen muß, um die Temperatur des Thermalwassers zu erlangen, berechnen konnte²⁾; der Auftrieb erfolgt entweder durch hydrostatischem Überdruck oder infolge der Erwärmung. E. Sueß ließ diese Theorie für manche Thermen, z. B. Pfäfers-Ragatz, Bormio, gelten, doch heiße Thermen, wie der Sprudel in Karlsbad, mit bei guter Fassung konstanter Temperatur und chemischer Zusammensetzung haben ihren Ursprung im Magma, welches, sobald eine Spalte bis zu diesem hinabreicht, seines „juvenilen“ Wassers samt seiner juvenilen mineralischen Bestandteile dampfförmig entbunden wird, das in der Spalte aufsteigt und hier kondensiert³⁾; im Thermalwasser sind dieselben Stoffe enthalten, welche ein Vulkan in der heißesten Phase aushaucht. Später⁴⁾ änderte Sueß seine Hypothese dahin ab, daß dem Magma juveniler Wasserstoff entströme, welcher sich in der Erdkruste mit dem Luftsauerstoff zu Wasser verbindet, womit er sich einer früher von S. Claire Deville ausgesprochenen Ansicht näherte. Den Auftrieb besorgt der Wasserdampf und die Kohlensäure. Nebst H werden

¹⁾ F. v. Wolff, Der Vulkanismus, S. 609. Stuttgart, F. Enke, 1914. Die dort angegebene Analyse Bunsens ist zu korrigieren, da sie sich auf 10 Liter bezieht. — ²⁾ H. Schardt hat die Zulässigkeit derartiger Rechnungen jüngst auch für die Wasser der Wärmeantikline des Simplontunnels nachgewiesen. Festschrift der Dozenten der Universität Zürich, 1914. — ³⁾ Eine ähnliche Anschauung entwickelte E. de Beaumont 1847. Bull. soc. geol., ser. 4, 2, 1273. — ⁴⁾ Antlitz der Erde III, 2, S. 630, 1909.

auch Cl, F, S, A oder C als juvenil erklärt. Sueß änderte seine ursprüngliche Ansicht wesentlich mit der neuen: „Die rhythmisch aufsteigenden Gase sind die Wärmebringer“ (S. 632).

Mischt sich juveniles Wasser mit vadosem oder Süßwasser, so entstehen die gemischten Thermen.

Die juvenilen Thermen sind von den atmosphärischen Niederschlägen unabhängig; sie sind gleichsam das vorletzte Stadium der vulkanischen Tätigkeit, während das letzte, was Quellen anbelangt, die Exhalation von Kohlensäure (Mofetten, Säuerlinge) ist.

Ob die mineralischen Bestandteile des juvenilen Thermalwassers aus der großen Tiefe stammen, oder ob sie am Wege bis zur Oberfläche im Spaltensystem durch Extraktion des Nebengesteins aufgenommen wurden, ist vielfach schwierig zu entscheiden. In den meisten Fällen werden beide Ursprungsstätten vorausgesetzt werden müssen. E. Sueß nahm früher Brom, Jod, Bor, Zinn, Arsen und andere Metalle als juvenil an, auch Argon und Helium; letztere schließt jedoch Höfer aus, da sie auch in mehreren Erdgasvorkommen nachgewiesen wurden, welche gewiß nicht juvenilen Ursprungs sind.

Die Sueßsche Hypothese wurde anfangs vielfach mit Begeisterung aufgenommen und von manchen auch weiter entwickelt; so hält z. B. L. Jaczewski die rhythmische Pulsation der Therme für ein bestimmendes Zeichen des juvenilen Ursprungs. Später setzte die objektive Kritik ein; A. Brun¹⁾ behauptete, daß auf Grund direkter Untersuchungen alle primären vulkanischen Exhalationen wasserfrei sind und vermutete, daß auch die Dämpfe, welche aus dem flüssigen Lavasee des Kilauea auf Hawaii ausströmen, kein Wasser enthalten, wogegen jedoch die sorgfältigen, neueren Untersuchungen von A. P. Day und E. D. Shepherd²⁾ einen beträchtlichen Wassergehalt dieser Dämpfe unzweifelhaft nachwiesen. Damit ist aber der juvenile Ursprung des Wasserdampfes nicht erwiesen, da dieser auch von dem vadosen Wasser, das in den Vulkan und seiner Umgebung eindringt, herrühren kann, wie dies auch Brun im allgemeinen voraussetzte. Da die jetzt tätigen Vulkane in der Nähe des Meeres liegen, so kann der Chlor-, Jod- und Bromgehalt der Vulkanemanationen auf die Chlor-, Jod- und Bromsalze des Meerwassers bezogen werden, weshalb diese Elemente kein Beweis für ihren juvenilen Ursprung sind. Schwertschlag³⁾ fand, daß die Dämpfe beim Ausbruch des Ätna, Stromboli und Vesuv, besonders die der Explosionswelle, ausschließlich aus Wasserdampf bestanden, daß ätzende oder andere Gase fehlen.

Auch der meist ganz unbedeutende Fluor- und Borgehalt des Thermalwassers ist für den juvenilen Ursprung nicht entscheidend, da er vom Flußpat, Apatit, Turmalin und anderen Mineralien der Erd-

¹⁾ Recherches sur l'exhalation volcanique, Genf 1911. — ²⁾ Journ. Washington Acad. scienc. 3, 457, 1913. — ³⁾ Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1911, Dezemberheft.

kruste stammen kann. Sueß¹⁾ verwies auch auf das Vorkommen von Kupfer, Nickel, Kobalt, Arsen, Antimon, Blei, Zink, Eisen in manchen Thermalwässern, die jedoch W. Emmons und G. Harrington²⁾ in den nordamerikanischen heißen Quellen nicht fanden. Auch dies läßt sich, wie voranstehend, erklären, da ja die Erze dieser Metalle ebenfalls in der Erdkruste eingesprengt oder als Lagerstätten ausgeschieden vorkommen; auch kalte Quellen (Akratobegen) und Grubenwasser führen manchmal die genannten Metalle. Das Radium ist für die Thermen nicht charakteristisch, was später bei den radioaktiven Quellen erläutert werden wird. Die Analysen der Thermalwasser des Yellowstone Parks und der dortigen Gesteine zeigen insoweit Übereinstimmung, daß die Bestandteile des einen sich auch im anderen wiederfinden, auch die seltenen. Andererseits ist es sehr befremdend, daß die Akratothermen nicht bloß ganz ungewöhnlich arm an mineralischen Bestandteilen sind und daß in ihnen jene gänzlich fehlen, welche besonders als Beweis für den juvenilen Ursprung angesehen werden; sie müßten deshalb von den juvenilen Thermen ausgeschlossen werden.

Auch die von E. Sueß verlangte Konstanz der Temperatur und der chemischen Zusammensetzung trifft bei keiner Therme, auch nicht bei seinem typischen Karlsbader Sprudel zu, wie dies J. Knett, der beste Kenner der Karlsbader Thermen, nachwies.

Die chemische Zusammensetzung der Thermalwasser nötigt somit nicht einen juvenilen Ursprung der Thermen anzunehmen; nur jene, welche durch heiße Gase, Kohlensäure oder Schwefelwasserstoff als Solfatare erwärmt werden, sind juvenil; dementsprechend können wir vorläufig vadose und juvenile Thermen unterscheiden.

Später wurde die Entstehung der juvenilen Thermen dahin gegliedert, daß vorausgesetzt wurde, nur die heißen Gase seien juvenil, hingegen sei das Wasser vados; dies wurde zuerst für die Geysirgebiete Islands nachgewiesen.

Schon Daubrée brachte die Geysire mit den Solfataren und Fumarolen insofern in Beziehung, daß er einen unterirdischen Zusammenhang, ein gemeinsames Reservoir, in welches die Sickerwasser münden, annahm; in diesem erfolgt die Erhitzung des Wassers entweder durch die aktiven Vulkane oder durch die noch nicht ganz abgekühlten tertiären Eruptivgesteine.

Nach ihm hat auch einer der gründlichsten Kenner der Geologie Islands, W. v. Knebel³⁾, ebenfalls einen Zusammenhang der heißen Quellen daselbst mit den Solfataren festgestellt. Ein Solfatarenfeld zeigt stellenweise Kieselsinterdecken als Beweis, daß hier dereinst auch heiße Quellen vorhanden waren. v. Knebel kommt zu folgendem Schluß: „Studien in den verschiedensten Thermengebieten Islands haben

¹⁾ Auch Sueß erkennt an, daß die „heißesten“ Fumarolen trocken sind. —
²⁾ Econ. Geol. 8, 653, 1913. — ³⁾ Naturwiss. Rundschau 21, 145, 1906.

gelehrt, daß die juvenil gebildete Wassermenge, welche in vulkanischen Gebieten infolge der langsamen Entgasung glutflüssigen Magmas der Erde entströmt, doch nur eine sehr geringe ist. Durch Erdbeben kann die juvenile Zufuhr vorübergehend vergrößert werden, ohne aber daß dadurch eine wesentliche Änderung entstände. Aber nur dann, wenn in den Bereich der überhitzten Dämpfe und des heißen Erdbodens, den diese durchströmen, Grundwasser einzutreten imstande ist, nur dann scheinen sich jene großen Thermengebiete bilden zu können.“ In einem grundwasserfreien Gebiete entstehen Solfatoren, in einem grundwasserreichen aber Thermen. Das Wasser der Thermen Islands besteht demnach größtenteils aus Grundwasser; es enthält aber stets juvenile Beimengungen. Die Thermen Islands sind größtenteils Kieselsäurequellen.

Auch A. Brun ist ähnlicher Ansicht bezüglich aller heißen, kochenden Quellen in der Nähe tätiger oder halberloschener Vulkane. Das Bodenwasser erhält durch Zufuhr vulkanischer Gase eine hohe Temperatur, und das Wasser der Fumarolen ist vadoser Herkunft.

Zu fast gleichem Ergebnis wie v. Knebel kam später ein anderer vorzüglicher Erforscher des isländischen Thermengebietes, K. Schneider¹⁾; er sagt noch klarer als v. Knebel: „Wo das Bodenwasser gering ist, wie auf der Höhe des Berges, treten Heißluftausströmungen auf; wo diese auf fließendes Wasser stoßen, sind sie noch stark genug, das Tagwasser vom Eindringen in das Auspuffrohr abzuhalten und werfen es springbrunnartig weg. Wo das Bodenwasser mächtig ist, ersticken die Fumarolen: Schlammvulkane treten in Erscheinung. Nur die Gasgemenge sind juvenile Erscheinungen, aber das Wasser ist vados; der Gehalt an juvenilem Wasser ist Null.“ Dies läßt sich im Thermengebiet um Krisuvik in Südwest-Island direkt beobachten.

Fast gleichzeitig mit v. Knebel kam auch Th. Thoroiden²⁾ zu der Überzeugung, daß das Thermalwasser vorwiegend Bodenwasser ist, juveniles Wasser ist nur in relativ unbedeutender Menge vorhanden. Für Entgasungsvorgänge spricht vor allem das Vorkommen von vulkanischen Salmiak in vegetationslosen Gegenden³⁾. Die trockenen Fumarolen treten mit Vorliebe in größerer Höhe auf, während die alkalischen Quellen das tiefere Flachland bevorzugen. Die Tätigkeit der Thermen ist von der eruptiven Tätigkeit und von Erdbeben abhängig.

Zu einer ähnlichen Hypothese, wie die Vorgenannten, gelangten auch H. Mache und M. Bamberger⁴⁾ bezüglich der Gasteiner Thermen, um deren Physik und Chemie sie sich große Verdienste erwarben. Sie untersuchten die Wasser des nachbarlichen 200 m höher liegenden Tauerntunnels; der Salzgehalt der Gasteiner Therme entspricht quantitativ und qualitativ einer Tunnelquelle von 30°, die gleiche Tem-

1) Geolog. Rundschau 4, 74 u. 82, 1913. — 2) Oversigt kgl. danske Vidensk. Selskabs Förhandl. 1910, No. 2, S. 97 durch Ref. Neu. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. 1912, II, S. 51. — 3) Kann aus den durchbrochenen Schichten stammen (Höfer). — 4) Sitzungsber. kais. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse 123, Abt. IIa, 1914.

peratur berechnet sich hier mittels der geothermischen Tiefenstufe. Da die Gasteiner Therme jedoch um 20° wärmer ist, die Höhendifferenz jedoch nur eine Zunahme von 6° ergibt, so muß eine Wärmezufuhr angenommen werden; ein tieferes Einsinken in den Granitgneis, der das ganze Gebiet zusammensetzt, wird als ausgeschlossen gehalten, weil sonst das Thermalwasser salzreicher sein müßte. Der Wärmeüberschuß entsteht durch Kondensation von Wasserdampf, der, aus der Tiefe aufsteigend, erst in der Nähe der Quelle zu dem Bodenwasser gelangt und dieses erwärmt. Die beträchtliche Konstanz der Temperatur bei wesentlichen Ergiebigkeitsschwankungen¹⁾ sei mit dieser Auffassung in voller Übereinstimmung. Das Wasser wäre also teils vados, teils juvenil; letzterer Anteil würde jedoch nur 3 Proz. betragen.

Die Sueßsche Hypothese vom juvenilen Ursprung mancher Thermen hat durch ihren Schöpfer selbst innerhalb der Zeit von 1902 bis 1909 gründliche Änderungen erfahren; dem Magma entströmt kein überhitzter Wasserdampf, sondern heißes Wasserstoffgas, das sich in der Nähe des Tages mit dem Luftsauerstoff zu juvenilen Thermalwasser verbindet; die Forschungen auf Island nötigten zwar ebenfalls ein juveniles Heizgas, doch nur für die Erwärmung des Bodenwassers vorauszusetzen, das dadurch Thermalwasser wird; nicht das heiße Thermalwasser, sondern nur seine Wärme ist juvenil; es gibt kein juveniles Wasser, wohl jedoch juvenile Thermen.

A. Gautier²⁾ erklärt das Thermalwasser als destilliertes Gesteinswasser (Bergfeuchtigkeit und Konstitutionswasser) einsinkender oder eingesunkener großer Schollen der Erdkruste, also als einen geotektonischen Vorgang. Er fand, daß in der Rotglut 1 kg Granit 7,35 g, Porphyr 12,40 g Wasser abgibt, Sedimentgesteine bedeutend mehr. 1 km³ Granit würde 20 bis 25 Mill. Tonnen Thermalwasser liefern, womit Karlsbad auf 22 bis 25 Jahre versorgt wäre, was wohl ein sehr kleiner Zeitraum gegen die ganze Quartärperiode ist, innerhalb welcher der Sprudel tätig war. G. Tschermak³⁾ berechnete aus den Analysen des Wassers und des Granits, daß der Sprudel daselbst in 10 000 Jahren 2180 Mill. Kubikmeter Granit ausgelaugt habe, wobei vadoses Wasser mitwirkte. O. Stutzer schloß sich Gautiers Anschauung teilweise an und verweist auch auf die in große Tiefe gesunkenen Sedimentgesteine.

R. Lepsius erklärt die Akratothermen mittels der Annahme, daß das aus großer Tiefe stammende, reichlich mineralisierte, überhitzte Wasser beim Aufsteigen infolge verminderten hydrostatischen Druckes verdampft und seine Mineralbestandteile absetzt. In der Nähe des Tages kondensieren im kühlen Gestein die Wasserdämpfe und das Wasser kann sich auf dem kurzen Wege bis zur Quelle nicht mehr

¹⁾ Die Ergiebigkeit der Gasteiner Thermen schwankte in den Jahren 1908 bis 1910 in der Josefquelle mit 21 Proz., Doktorquelle 4 Proz. Die größte Ergiebigkeit fällt in den Herbst nach der Schneeschmelze. — ²⁾ Ann. d. mines 1906, p. 316. — ³⁾ Tschermaks Min. petr. Mitteilg., N. F., 20, 80, 1903.

stark mineralisieren. Dieser Hypothese gegenüber wirft sich die Frage auf, warum nicht alle heißen Thermen indifferent sind.

R. J. Schubert¹⁾, ein Gegner der Sueßschen Hypothese, schließt sich Lepsius an und meint, daß in wenig angreifbaren und unzersetzten Gesteinen indifferente, in stark zersetzten reichmineralisierte Thermen entstehen. Bei Berührung heißer Wasser mit Sulfaten und Sulfiden bilden sich Schwefelquellen.

E. Sueß erklärt in seinem berühmten Karlsbader Vortrage folgende Quellen als juvenil: Karlsbad (73,8° im Granit), Marienbad (11,2° Granit), Teplice (47,4° Porphyry), Plombières in den Vogesen (71° Granit), Bourbon l'Archevêque (53° Gneis), im französischen Zentralplateau, Evaux (50,7° Gneis) und Nérès (52,8° Granit).

Der Mechanismus der Geysire.

R. Bunsen²⁾ im Verein mit des Cloizeaux³⁾ hat im Jahre 1846 auf Grund eingehender Untersuchungen des Geysirs eine sehr geniale Erklärung dieser Erscheinungen gegeben. Sie fanden, daß die Temperatur des Wassers, an der Oberfläche = 80°, mit der Tiefe im Schlund zunimmt und im Tiefsten anfänglich 120° und kurz vor einer großen Eruption bis über 129° hat. Der Druck des Wassers im Schlund infolge der Schwere gestattet ein derartiges Überhitzen des Wassers. Die allmähliche Wärmezufuhr in der Tiefe bewirkt ein zeitweises Aufsteigen mächtiger Dampfblasen (kleine Eruptionen), wodurch, wie immer bei der Dampfbildung, der Umgebung Wärme entzogen wird, weshalb eine gewisse Zeit notwendig ist, bis das Wasser in der Tiefe die frühere Temperatur wiedergewinnt. Durch die stetige Wärmezufuhr in der Tiefe steigt die Temperatur des Wassers auch im Schlund, die Blasen werden häufiger und größer, schleudern dann Wasser aus, der Druck der Wassersäule wird dadurch plötzlich vermindert und entspricht nicht mehr der Überhitzung, weshalb eine stürmische Dampfentwicklung eintritt, welche die ganze Wassermasse emporschleudert (große Eruption).

Die Erhitzung des Wassers in der Tiefe erfolgt durch vulkanische Wärme; das Wasser ist infiltriert, wobei es, ebenso wie im heißen Zustande, reichlich Alkalicarbonate löst, wodurch die Lösungsfähigkeit für die Kieselsäure erhöht wird. Das überfließende und bei der großen Eruption herabstürzende Thermalwasser setzt die Kieselsäure auf dem Quellenhügel ab, da es verdunstet und sich abkühlt; der Hügel wächst allmählich.

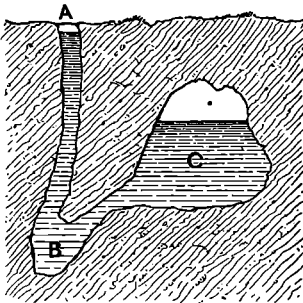
Dieser Hypothese gegenüber hebt H. O. Lang⁴⁾ hervor, daß der Siedepunkt des Wassers nicht inmitten der Steigröhre liegen könne, da eine Wassersäule unten zu kochen beginnt, ohne einen Geysir zu bilden;

¹⁾ Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1911, S. 419. — ²⁾ Pogg. Ann. d. Phys. u. Chem. 72, 159, 1847. — ³⁾ Ann. Chim. et Phys., 3. ser., 19, 444, 1847. — ⁴⁾ Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen 1880, Nr. 8, S. 225.

es müßte deshalb, um Bunsen gerecht zu werden, inmitten des Steigrohres eine zweite Wärmequelle vorausgesetzt werden¹⁾, was unwahrscheinlich ist; jedoch könnte ein durch Strömungen bedingter Temperaturengleich Bunsens Annahme unterstützen, das Steigrohr darf dann aber keinen zylindrischen, sondern muß einen wechselnden Querschnitt besitzen. Er nimmt zur Erklärung der Eruption an, daß ein gleichzeitiges Kochen einer viel größeren Wassermasse als die des Steigrohres unter diesem und unter Verschuß stattfindet.

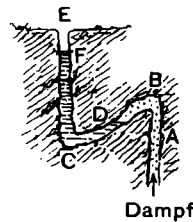
Eine andere ältere Hypothese zur Erklärung des Geysirphänomens ist jene von Bergmann-Mackenzie. In *C* und *B* (Fig. 65) findet das Zuströmen des heißen Wassers statt; der Hohlraum in *C* füllt sich allmählich mit Dämpfen, deren Spannung sich stetig steigert, bis sie den Gegendruck der Wassersäule im Steigrohr *AB* überwindet und dieselbe herausschleudert. Eine ähnliche Hypothese nehmen auch K. Honda und T. Terada²⁾ für den Geysir in Atami (Japan) an

Fig. 65.



Geysirphänomen nach Mackenzie.

Fig. 66.



Dampf



Geysirphänomen nach de Lapparant.

sie erweitern das Bild dadurch, daß sie auch im Schlund zwischen *A* und *B* einen Wasserzufluß aus einer zweiten Höhle voraussetzen. Die Erwärmung des Wassers erfolge durch die sehr heißen Höhlenwände.

De Lapparant hat die Hypothese modifiziert; er nimmt einen in der Tiefe liegenden Hohlraum im heißen Gestein an, in welchem das Wasser verdampft, also gleichsam einen Dampfkessel. Der Dampf steigt in der Spalte *A* (Fig. 66) auf, welche bei *B* und *C* umgebogen ist. *CE* ist das Steigrohr. Der Dampf trifft z. B. bei *D* auf das Wasser, das über *C* nach *F* reicht und schiebt es infolge des steigenden Dampfdruckes vor sich her, bis er *B* erreicht. Der überhitzte Dampf schleudert das im Steigrohr *CE* allmählich gehobene Wasser aus, der Dampf

¹⁾ Diese Schwäche der Bunsenschen Hypothese erkannte bereits Joh. Müller; er baute einen Apparat aus einem vertikalen, 1,5 m langen Eisenrohr, das mit Wasser gefüllt und unten und in der Mitte mit Heizkörpern umgeben war. Er erzeugte damit von Ruhepausen oder einfachen Aufwallungen unterbrochene, 2 bis 3 Fuß hohe Eruptionen (Ann. Phys. u. Chem. 19, 350, 1850), nach A. Andreae, Neu. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. 1893, II, S. 2; dieser gibt hierin eine kritische Zusammenstellung aller jener Apparate, welche das Geysirphänomen nachahmen. —

²⁾ Physical Review 22, 300, 1906.

wird infolge der Druckentlastung teilweise zu Wasser, teilweise strömt er bei *E* aus. Der Dampfkessel füllt sich mit vadosem, durch das heiße Gestein erwärmten Wasser; beim Vorhandensein eines Geysirbeckens fließt ein Teil des aufgeworfenen Geysirwassers in die Steigrohre *EC* zurück.

Seitdem wir wissen, daß die Wärmequelle der Geysire nicht das vulkanische Nebengestein, sondern ein juveniles, heißes Gas ist, müssen die voranstehenden Hypothesen für die Entstehung der Geysire wesentlich umgestaltet werden, um so mehr da dieses Gas auch die Energie des Ausbruches des Bodenwassers bedingt. Wir können alle Geysirerscheinungen befriedigend erklären, wenn wir die von F. Altfeld in allen Einzelheiten ausgearbeitete Theorie des Namedy Sprudels (S. 152), dessen großer Eruption ebenfalls eine kleine vorangeht, auf die Geysire mit der einzigen Änderung übertragen, statt kalter Kohlensäure ein heißes Gas, das auch Kohlenräre sein kann, als treibendes Agens voraussetzen, das überdies das Bodenwasser erwärmt.

Bei den Geysiren können wir als Elemente feststellen: Fumarölen, Solfataren, Bodenwasser, Geysir.

2. Carbonatquellen oder Säuerlinge.

Sie sind durch das Auftreten freien Kohlendioxyds ausgezeichnet, welches Alkalien, alkalische Erden und Metalle als Carbonate und Bicarbonate löste.

Karl von Than verlangt, daß die Äquivalente des freien Kohlendioxyds wenigstens die Hälfte der Äquivalente der Bicarbonate betragen und daß von diesen in 1 kg Wasser mindestens 1 g vorhanden sein muß. Diesen letzteren entsprechend unterscheidet man:

a) Einfache Säuerlinge, welche an festen Bestandteilen arm (im Liter Wasser weniger als 1 g Rückstand), an freiem Kohlendioxyd reich (1 g und mehr) sind, z. B. Krondorf (Böhmen), Karolaquelle bei Tarasp (Schweiz).

b) Alkalische Säuerlinge, reich an Kohlendioxyd und Alkalien, z. B. Preblau (Kärnten), Bilin und Gießhübel (Böhmen), Fachingen (Deutschland); alkalische Thermen: Vichy (Frankreich), Neuenahr (Deutschland).

c) Alkalisch-saline (muriatische) Säuerlinge; das Wasser enthält neben den Alkalienhydrocarbonaten auch Kochsalz in wirksamer Menge; Gleichenberg (Steiermark), Selters, Emser Kränchen; warme Salzsäuerlinge sind Kissingen und Nauheim.

d) Erdige Säuerlinge, sehr häufig; reich an Calcium- oder Magnesiumbicarbonat, das sich bei Abgabe eines Teiles des Kohlendioxyds als Kalktuff abscheidet. Selters bei Weilburg, Wildungen (Deutschland).

e) Eisensäuerlinge (Stahlquellen), mit gelöstem Eisenbicarbonat; Spa, Pyrmont, Alexanderbad im Fichtelgebirge; nach anderen mit-

auftretenden wirksamen Bestandteilen unterscheidet man: α) alkalische, β) alkalisch-saline (nebst Alkaliencarbonaten auch Kochsalz), γ) erdig-saline [zu den Bestandteilen von β) treten Verbindungen der alkalischen Erden] Eisensäuerlinge. Einer der stärksten Eisensäuerlinge ist der Silberwieser, eine artesische Quelle bei Stettin, mit 12,62 Tln. Eisenhydrocarbonat in 100 000 Wasser¹⁾.

f) Gemischte Säuerlinge mit keiner vorherrschenden Basis.

Bei d) und e) finden Ausscheidungen von Calciumcarbonat bzw. Eisenhydroxyd statt, wenn freies bzw. halbgebundenes Kohlendioxyd entweicht.

Da das Sauerwasser auch das Gestein der Brunnenfassung angreifen kann, so wurde in Gießhübel (Böhmen) diese aus Quarz hergestellt, welcher unter allen Gesteinen der lösenden Tätigkeit des Sauerwassers den größten Widerstand bietet.

Die Säuerlinge bilden eine geologisch zusammengehörende Gruppe, da das Kohlendioxyd bzw. die Kohlensäure, ihr charakteristischer Bestandteil, sowohl im freien als auch gebundenen Zustand fast durchweg denselben Ursprung hat, d. h. sie stammt meist aus sehr großer Tiefe, sie ist das letzte Atmen einer einstigen intensiveren vulkanischen Tätigkeit, deren Wahrzeichen oftmals auch noch durch nahe oder entfernter liegende Eruptivgesteine (häufig Basalt) erhalten sind.

Dies Kohlendioxyd steigt in Spalten, in welche Tagwasser seitlich einsickerte, aus großer Tiefe hervor, in Spalten, welche auch den Eruptionen den Weg gewiesen haben können; doch müssen diese nicht dieselben wie jene sein, da solche tiefgreifende Störungen gewöhnlich aus einem Spaltenbündel bestehen. Das Alter des Säuerlings wird in vielen Fällen das des Eruptivgesteins oder etwas jünger sein. Der Ursprung eines Säuerlings ist also ein zweifacher; sein Kohlendioxyd ist juvenil oder mindestens profund, sein Wasser jedoch ist vados; letzteres stammt oft aus geringerer Tiefe, weshalb seine Temperatur nahezu jene des Quellortes ist. Doch gibt es auch warme Säuerlinge, deren vadoses Wasser tiefer in die Erde eindrang; es seien genannt²⁾: Bad Ems (46,6°), Schlangenbad im Taunus (32°), Wildstein bei Trärbach an der Mosel (36,2°), der Sprudel von Neuenahr (40°); sie entströmen den Schiefen und Grauwacken des Unterdevons.

Das kohlenstoffhaltige Wasser hat ein großes Lösungsvermögen und löst nicht bloß die Carbonate (Kalk, Dolomit usw.), sondern zersetzt auch Silicate und mineralisiert sie dadurch.

Der Säuerling kann unmittelbar aus der Spalte austreten, wie es in gebirgigen und hügeligen Gebieten (z. B. Preblau) meist der Fall ist. Der Verlauf dieser Spalte ist geologisch festzustellen, was oft unmittelbar, manchmal unter Zuhilfenahme anderer Säuerlinge oder

¹⁾ O. v. Linstrow, Jahrb. Preuß. geol. Landanst. 34, Teil 1, 130, 1913. —

²⁾ Lepsius, Geologie von Deutschland 1, 241.

trockener Kohlendioxydausströmungen oder dem Auftreten der Eruptivgesteine möglich ist. Das Schutzfeld wird längs dieser Spalte gestreckt werden. An mehreren Orten ist die Hauptquelle an die Kreuzung zweier Spalten gebunden, so nach L. v. Lóczy¹⁾ in Balatonfüred (Ungarn), nach T. Frech²⁾ bei den schlesischen Sauerlingen.

In ebenen Gebieten ist der Ausbiß der Spalten oft durch wasserführende Alluvionen gedeckt (Franzensbad in Böhmen). In dieses Grundwasser mündet das Kohlendioxyd und mineralisiert es. Der Verlauf der Spalte oder Spalten ist in diesem Falle oft schwierig zu erkennen, insbesondere wenn ein Spaltenbündel vorhanden ist und die einzelnen Sauerlinge nur zufälligen Grabungen entsprechen. Trotzdem kann man manchmal eine lineare Anordnung der Sauerlinge erkennen, welche Richtung verfolgt werden soll, um zu sehen, ob die vermutete Spalte nicht irgendwo im festen Gestein zutage tritt.

Da, wie erwähnt, so profunde Spalten gewöhnlich ein ziemlich breites Bündel bilden, so ist es oft möglich, im nachbarlichen anstehenden, festen Gestein nahezu parallele Spalten oder Verwerfer, einen Abbruch des Gebirges bedingend, zu finden; es darf dann mit größter Wahrscheinlichkeit vorausgesetzt werden, daß auch die Sauerlingsspalten annähernd dieselbe Richtung haben (Franzensbad).

Das Kohlendioxyd der Sauerlinge ist zwar meist juvenilen Ursprungs, doch kann es hier und da auch von anderwärts stammen; sie kann gebildet werden durch Zersetzung von Carbonatgesteinen, z. B. Kalk, entweder durch Hitze oder Säureeinwirkung, durch den Kohlungsprozeß oder durch Zersetzung von anderen Organolithen, durch Oxydation von Eisencarbonatgesteinen. Auch durch Einwirkung von Carbonatlösungen auf Silicate kann Kohlendioxyd frei werden. Doch haben diese Quellen des Kohlendioxyds, auf welche bereits G. Bischof verwies, bei gasreichen Sauerlingen nur wenig Wahrscheinlichkeit. Daß auch die eisen-carbonathaltigen Minerale Kohlendioxyd durch Oxydation abgeben, fand ich in der Literatur bisher nicht berücksichtigt. Der Vorgang dieser Zersetzung läßt sich in der Gleichung ausdrücken: $2 \text{FeCO}_3 + \text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2 \text{CO}_2$.

Gurlt wies darauf hin, daß manche Mineralien, z. B. Quarz, und viele Eruptivgesteine Kohlensäure einschließen, die frei werden kann.

Was die Wirkung der Säuren auf Carbonatgesteine anbelangt, so wird jene der freien Schwefelsäure, welche sich, neben Eisensulfat, durch Oxydation der Schwefelkiese (Markasit und Pyrit) bildet, auf Kalkstein die häufigste sein. A. Lepsius³⁾ schreibt: „Dem vulkanischen Herd verdanken die Mineralquellen auch ihren hohen Gehalt an Kohlensäure, welche letztere wahrscheinlich bei Zersetzung in großer Tiefe

¹⁾ Result. d. wiss. Untersuch. d. Balatonsees 1, Sekt. 1, 690. Wien 1916. —

²⁾ Schlesiens Heilquellen. Berlin 1916. — ³⁾ Geologie von Deutschland 1, 245, 1887—1892.

(infolge der Erdwärme) frei wird⁴. Diese Hypothese mag an manchen Orten zulässig sein; sie ist jedoch dort ausgeschlossen, wo in der Tiefe aus geologischen Gründen kein Kalkstein vorhanden sein kann, wie bei den meisten Sauerlingen in Nordwestböhmen, in deren Nähe sich jedoch tertiäre oder noch jüngere Eruptionen vorfinden, was auf einen postvulkanischen Ursprung verweist. Auch die bei manchen Prozessen frei werdende Kieselsäure kann das Kohlendioxyd aus den Carbonaten abscheiden.

Es wurde behauptet, daß die Ergiebigkeit aller Quellen von Luftdruck beeinflußt werde; dies ist jedoch sicher nur von jenen erwiesen, welche Gase oder Dämpfe führen, welche den Auftrieb des Wassers beeinflussen oder bedingen. So ist dies ganz besonders bei den Sauerlingen der Fall, um so mehr, je reicher sie an freiem Kohlendioxyd sind.

Hier und da zeigt der Wasserspiegel eines Sauerlings rhythmische Stöße, so in Buziás (Ungarn) 50 bis 65 in der Minute; ein dort erbohrtes, kohlenensäurehaltiges Wasser warf einen 50 m hohen Strahl aus. Der hochinteressante intermittierende Sprudel zu Namedy bei Andernach wurde bereits eingehender besprochen (S.152). Der Sprudel von Nauheim ist bekannt.

Die trockenen Exhalationen des Kohlendioxyds nennt man Mofetten, die man bei tätigen und erloschenen Vulkanen, manchmal in größerer Entfernung von ihnen, vorfindet; in manchen deutschen Gegenden heißen solche Gasausströmungen „toter“ oder „kalter Grund“. Ist dieser Ort windgeschützt, so verkümmert die Vegetation. Das Sauerlingsgebiet von Radein (Südoststeiermark), von dem nördlich gelegenen Basaltgebiet etwa 35 km entfernt, hat auch Mofetten, ebenso Franzensbad in Böhmen. Eines der reichsten Kohlenensäuregebiete ist die vulkanische Umgebung des Laacher Sees, woselbst mehr als 1000 Sauerlinge und Mofetten bekannt sind. Man berechnete, daß hier täglich 300 000 kg Kohlenensäure ausströmen.

3. Haloid- und Solquellen (Kochsalz- oder muriatische Quellen)

enthalten Chlornatrium in einer Menge gelöst, die sich schon durch den Geschmack des Wassers verrät; sind im Liter Wasser mehr als 15 g Chlornatrium vorhanden, so spricht man von Solquellen (Ischl, Reichenhall).

Die Haloidquellen können kaltes (Halopegen) oder warmes (Halothermen) Wasser führen. Öfter enthält dieses Jod- oder Bromverbindungen (Natrium oder Magnesium, seltener Kalium oder Calcium) gelöst und die Quellen werden dann Jod- oder Bromquellen genannt.

Die Haloidquellen sind oft mit Salzlagerstätten in Verbindung, können jedoch auch nur von einem kochsalzführenden Gestein stammen; in Galizien und der Bukowina sind beide Ursprungsarten vertreten; ersterer Typus findet sich in der Miozänformation, letzterer im Karpathen-

sandstein, in welchem das Salzwasser fossil sein kann oder durch Auslaugung eines geringen Kochsalzgehaltes durch vadoses Wasser entsteht.

Auch manche Eruptivgesteine, wie der Melaphyr bei Kreuznach oder der Granit von Baden-Baden, enthalten manchmal nicht unbedeutende Mengen von Chloriden; die Solquellen dieser Orte leitete man von den genannten nachbarlichen Eruptivgesteinen ab, was jedoch von K. Geld, v. Gümbel u. a. bestritten wird.

Das Salzwasser hat die Fähigkeit, das Sumpfgas (CH_4) in größerer Menge zu absorbieren, und zwar um so mehr bei zunehmendem Druck. Kommt ein solches Wasser nahe dem Tage, so wird in einer gewissen Tiefe der Wasser- und Luftdruck zu klein, das Sumpfgas entbindet sich plötzlich und schleudert das Wasser hinaus; dadurch entstehen periodische oder stetige Springbrunnen, wie man ihnen in Ungarn an mehreren Orten begegnet. Der Wiesbadener Kochbrunnen hat im Quellgase durchschnittlich 0,6 Vol.-Proz. Methan¹⁾. Das Haloidquellwasser kann reichlicher auch noch andere Bestandteile führen, wodurch Übergänge zu anderen Quellenarten bedingt werden; so gibt es saline Säuerlinge, erdige, sulfatische usw. Kochsalzquellen; die Sulfohaloidquellen sind durch ihren Gehalt an Hydrosulfidionen gekennzeichnet; sie stehen fast immer mit dem Auftreten von Kohlenwasserstoffen (Methan, Erdöl u. dgl.) in Verbindung, welche die ursprünglich vorhandenen Sulfate reduzierten. Als Beispiel seien Wiessee am Tegernsee und Tölz (Bayern), Iwonicz in Galizien, Baasen in Siebenbürgen, genannt.

Orte, an welchen Haloidquellen seit langem bekannt sind, führen in ihrem Namen Hall oder Sulz oder Selz.

4. Sulfatquellen.

a) Glauberquellen mit wirksamen Mengen von Glaubersalz (Natriumsulfat) neben anderen zurücktretenden Bestandteilen; Marienbad, Karlsbad, Franzensbad (Salzquelle) in Böhmen, Elster in Sachsen.

b) Bitterquellen; das Wasser führt als charakteristischen Bestandteil Magnesiumsalze, besonders Bittersalz. Man kann sie in seichte (Püllna und Saidschütz in Böhmen, Hunyadi- und Rakoczi-Brunnen in Ofen [Ungarn]) und tiefe trennen; erstere sind magnesiumreiche Grundwasser und sind deshalb je nach den Niederschlagsverhältnissen in ihrer chemischen Zusammensetzung und Ergiebigkeit sehr veränderlich; das trockene Wetter bringt nicht bloß keine Niederschläge, sondern befördert auch die Verdunstung des Grundwassers, weshalb die Salzlösung konzentrierter wird. Letztere sind eigentlich Quellen, die sich von Felswasser nähren, doch seltener auftreten, z. B. die Bohrertherme ($40,3^\circ$) Krotzingen bei Freiburg i. B. mit 80 l/sec.

c) Gipsquellen; unter den mineralischen Bestandteilen ist das Calciumsulfat vorherrschend; 1 Tl. Gips ist bei Zimmertemperatur in

¹⁾ F. Henrich, Chem. Ztg. 39, 807, 1915.

400 Tln. reinen Wassers löslich. Magnesiumsulfat setzt die Löslichkeit des Gipses herab, Chlornatrium erhöht sie. Da Gips häufig mit Steinsalz vorkommt, so ist auch das öftere Vorkommen von sulfatischen Haloidquellen erklärlich. Das Gipswasser stammt entweder aus einem Gipslager oder kann sich auch erst jüngst direkt aus Kalkstein durch Einwirkung von Schwefelsäure und Sulfaten gebildet haben, was fallweise zu entscheiden ist.

d) Alaunquellen; der charakteristische Bestandteil ist schwefelsaure Tonerde.

e) Vitriolquellen, welche Eisenvitriol, seltener auch Kupfervitriol enthalten; manchmal, wie in Levico und Roncegno (Valsugana in Südtirol), Strebrenitza (Bosnien), Kudowa, Dürkheim, Reinerz (Deutschland), führen sie auch arsenige Säure, was auch bei Eisensäuerlingen (z. B. Baden-Baden), doch in geringerem Maße, vorkommen kann. Die Vitriolquellen treten in der Nähe der Kieslagerstätten auf; die Arsenquellen stehen mit Arsenkies und mit arsenhaltigem Schwefelkies in Verbindung.

f) Gemischte Sulfatquellen, in deren Wasser zwei oder mehrere Sulfate vorhanden sind, wovon jedoch keines entschieden vorherrscht.

Bei der Entstehung der Sulfatquellen spielen in vielen Fällen die Kiese, insbesondere die weitverbreiteten Schwefelkiese (Markasit und Pyrit), welche entweder im Gestein fein eingesprengt oder in kleineren oder größeren Massen ausgeschieden sind, eine ganz hervorragende Rolle. Durch den Sauerstoff der Luft, die entweder direkt oder meist mit Wasser hinzutritt, oxydieren sich die Kiese zu Sulfaten, so der Schwefelkies zu Eisenvitriol und freier Schwefelsäure und kann eine Vitriolquelle liefern. $\text{FeS}_2 + 7\text{O} + \text{H}_2\text{O} = \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$.

Doch kann die Vitriollösung auf Kalk wirken; es bildet sich Calciumsulfat (Gips), Eisenhydroxyd und Kohlendioxyd; die freie Schwefelsäure gibt nur Gips und Kohlensäure (Gipsquellen).

Die Schwefelsäure im status nascens vermag auch auf Ton zersetzend zu wirken und bildet Aluminiumsulfat (Alaunquellen). Die Erzeugung von Alaun aus Schwefelkies, Ton und späterem Zusatz eines Alkalis ist seit langem üblich.

Sowohl die freie Schwefelsäure als auch der Eisenvitriol wirken auf magnesiahaltige Gesteine, z. B. den Dolomit ($\text{Mg Ca C}_2\text{O}_6$), zersetzend unter Bildung von Magnesium- und Calciumsulfat; ersteres (Bittersalz) ist im Winter leicht, letzteres (Gips) schwer löslich, weshalb das Wasser vorwiegend Bittersalz enthält; der Gips scheidet sich manchmal in Kristallen aus. Auch andere magnesiahaltige Gesteine werden auf ähnliche Weise zerlegt. Der Schwefelkies und der Dolomit sind im Mergel und Ton oft nur fein eingesprengt, z. B. in Püllna (Böhmen) gleichzeitig vorhanden.

Natronhaltige Gesteine, die z. B. Natronfeldspat führen, werden von der Schwefelsäure, insbesondere im status nascens, umgewandelt in

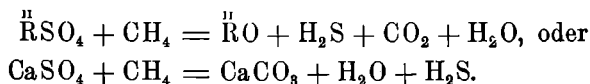
lösliches Natriumsulfat (Glaubersalz), in Kieselsäure und Aluminiumsilicat, welches jedoch auch in Aluminiumsulfat und Kieselsäure zerlegt werden kann (Glauberquellen).

Manche Sulfatquellen besitzen eine höhere Temperatur, ohne geradezu Thermen zu sein; dieses ist bedingt durch chemische Vorgänge, besonders auch infolge des Mischens der freien Schwefelsäure mit Wasser.

5. Die Schwefelquellen.

Sie sind charakterisiert durch freien Schwefelwasserstoff und durch die Sulfide der Alkalien und alkalischen Erden; akzessorisch finden sich verschiedene Salze und freie Kohlensäure. Der Schwefelwasserstoff kann bis zu 42 cm³ im Liter Wasser gebunden, doch auch frei sein; die Sulfide, meist Schwefelnatrium, pflegen nur in sehr geringer Menge vorhanden zu sein. Es gibt kalte (z. B. Kreuth in Oberbayern) und warme (Baden bei Wien, Aachen, Aix-les-Bains in Savoyen) Schwefelquellen. Die Schwefelquellen zeigen an der Wasseroberfläche oft einen feinen Staub von ausgeschiedenem Schwefel, welcher durch die Oxydation des Schwefelwasserstoffs (H₂S) oder der Sulfide an der Luft nach der Gleichung $H_2S + O = S + H_2O$ gebildet wird.

Die Schwefelquellen sind meist Spaltquellen, welche früher im Wasser Sulfate führten und welche durch ein Reduktionsmittel, meist Bitumen und Sumpfgas, in Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und ein Oxyd umgewandelt werden, z. B. nach der Formel:



So kann auch das Calciumsulfat (Gips) durch Bitumen oder überhaupt eine organische Substanz (Humussäure) zu Schwefelcalcium reduziert werden, das sich durch die Kohlensäure in Calciumcarbonat und Schwefelwasserstoff zerlegt. Der Eisenvitriol, aus Schwefelkies entstanden, gibt mit reduzierenden Stoffen leicht zersetzliche Polysulfide, die bei der Berührung mit freier Kohlensäure zerfallen, wobei Schwefelwasserstoff frei wird. Auch Sulfate reduzierende anerobe Bakterien, welche bei gänzlichem Sauerstoffabschluß leben, wurden in einigen Schwefelwassern nachgewiesen; sie gedeihen am besten bei 25° und ertragen Temperaturen bis zu 37°. A. Hartmann setzt bei seiner Besprechung der Schwefelquellen von Lostorf (Schweiz) voraus, daß das Wasser in seinem Laufe zu einer tiefliegenden Mulde seinen Luft-sauerstoff verlieren könne.

Durch die Einwirkung von Substanzen organischen Ursprungs oder durch Präzipitierung der Schwefelsäure durch Bariumverbindungen im fremden zufließenden Wasser entstehen die sulfatfreien Quellen, welche, wenn sie Haloide (Kochsalz, Jod- und Bromverbindungen) gelöst führen, Höfer als Typus Iwonicz zusammenfaßte; sie sind Sulfo-

haloidquellen, sind häufige Begleiter der Erdöllagerstätten und können bei deren Erschürfung von vielem Nutzen sein. Hierher gehört auch die Bohrtherme (24°) von Wiessee¹⁾ am Tegernsee, welche nach E. Hintz die reichste Jod- und Schwefelquelle Deutschlands ist; fast das ganze Sulfat wurde durch die Kohlenwasserstoffe in Hydrosulfide umgewandelt.

Welches Sulfat reduziert wurde, kann aus der Analyse des Schwefelwassers nicht immer mit Sicherheit bestimmt werden, da das RO auch unlöslich sein kann, wie z. B. das Eisenoxyd, das sich infolge der Gegenwart von Wasser in Eisenhydroxyd umsetzt. Der Quellschlamm gestattet manchmal einen tieferen Einblick in die stattgehabten chemischen Reaktionen.

Die Schwefelquellen können Schicht-, Spalt- oder artesische Quellen sein. In der Nähe von tätigen Vulkanen können sie auch vulkanischen Ursprungs sein. Daß die Ergiebigkeit der Schwefelquellen auch vom Luftdruck abhängen kann und daß sie bei hohem Gasgehalt Springer bilden können, wurde schon erwähnt (s. S. 152).

6. Die radioaktischen Quellen²⁾.

Sie sind sehr verbreitet, doch ist in den meisten die Radioaktivität ganz unbedeutend und werden deshalb nicht als radioaktiv angesehen, so z. B. auch das Wiener Hochquellenwasser. Das Radium kommt, wie die Kohlensäure, im Wasser in dreierlei Form: 1. gelöst als Radiumsalz, 2. als gebundene und 3. als freie Emanation, als Gas vor. Mit letzterem tritt sehr häufig auch Thoremanation auf; auch Aktinium wurde als Emanation einige Male nachgewiesen. Sinterbildungen, insbesondere kolloide, wie jene des Mangans (Wad = Reisacherit), des Bariums, der Kieselsäure, Eisenoxyd adsorbieren kräftig das Radium, weshalb es als Verbindung im Wasser nur selten und in sehr geringer Menge, hingegen reichlicher im Adsorbens nachgewiesen werden konnte (Gastein, Baden-Baden, Wiesbaden, Dürkheim, Kreuznach, Burtscheid-Aachen). Solche Wasser besitzen Restaktivität, d. h. sie verleihen wegen ihres Gehaltes an radioaktiven Salzen dem Wasser immer neue Aktivität. Die Radioaktivität des Wassers steht meist im umgekehrten Verhältnis zu jener seiner Sedimente.

Die Radioaktivität wird bei uns in Mache-Einheiten (ME) angegeben, welche die Stärke jenes Sättigungsstromes in elektrostatischen Einheiten (\dot{v}) angibt, der die in 1 Liter Wasser (oder Gas) während einer

¹⁾ K. Oebbeke, Zeitschr. Internat. Ver. Bohring 1913, S. 208. — ²⁾ Eingehender wurden diese Quellen von Höfer in der Internationalen Zeitschrift für Wasserversorgung 1, Heft 3 und 5, 1914 behandelt; seit jener Zeit haben neuere Untersuchungen die im nachfolgenden Auszuge gegebene Darstellung als weitere Belege ergänzt.

Stunde enthaltene Emanation unterhalten kann; dieser Wert wird, um größere Zahlen zu erhalten, mit 1000 multipliziert:

$$ME = i \cdot 10^3 = \frac{\text{Voltabfall für 1 Liter in 60 Min.}}{61}$$

Die Messungen geschehen jetzt zumeist mittels des Fontaktoskops von Engler-Sieveking, eines einfachen Elektroskops, welches für die Praxis vollends genügt.

Die Radioaktivität ist durchaus nicht an Thermen gebunden, wie vielfach geglaubt wird; im Gegenteil sind in einem Thermengebiet sehr häufig die kühlest, ja kalten Quellen die radioaktivsten, so z. B. in Karlsbad, woselbst der 8,4° warme Eisensäuerling 47,5 ME, der Sprudel (73,5°) jedoch nur 0,4 ME besitzt. Die Radioaktivität hängt also mit der Temperatur des Wassers nicht zusammen, wie dies auch aus der folgenden Zusammenstellung der bekannten radiumreichsten Quellen hervorgeht:

	Radioaktivität ME	Temperatur Grad
Sachsen { Oberschlema (Marx Semler Stollen) . . .	5,500	—
{ Brambach (Wettingquelle)	1,948, 2,270	7,0—9,3
St. Joachimstal (vereintes Grubenwasser)	620	—
Gastein (Grabenbäckerquelle)	149—155	36,3
„ (Elisabethstollen)	133	46,8
„ (Chorinskiquelle)	83,4	41,9
Baden-Baden (Büttquelle)	82—125	23,5
„ „ (Murquelle)	24	59,0

Die Aktivität einer Quelle wechselt und ist abhängig von den Niederschlägen, dem Wasserstand in der Quelle und vom Luftdruck. Quellen mit weniger als 10 ME werden schwache genannt.

Die Messung der Radioaktivität muß an der Quelle vorgenommen werden, da die der Emanation nach 3 Tagen 18 Stunden, Halbierungskonstante¹⁾ genannt, nur mehr zur Hälfte, nach weiteren 8 Tagen nur noch etwa $\frac{1}{20}$ davon vorhanden ist. Die Thoriumemanation verflüchtigt sich noch viel rascher ($HC = 54$ Sek.). Dieses „Abklingen“ hängt jedoch nicht allein von der Radium- oder Thoremation, sondern auch von dem etwaigen Gehalt an gelösten und nun zerfallenden radioaktiven Salzen, also der Restaktivität ab. Das Quellgas hat in der Regel viel mehr Emanation als das Wasser, aus dem es stammt.

Die radioaktiven Quellen, besonders die reichen, treten am häufigsten im Syenit, im Granit, im Orthogneis (geschieferter Granit), in manchen Porphyren, besonders in Kontaktthöfen dieser Gesteine²⁾, auf;

¹⁾ Für das Radium ist sie 2000 Jahre. — ²⁾ Die Kontaktthöfe sind beim Aufsuchen von radioaktiven Quellen ganz besonders zu beachten.

hingegen sind die Quellen im Quarz, Kalk und Dolomit sehr arm, ja die Radioaktivität kann bis auf Null sinken; mergelige Kalke sind etwas reicher; auch die Plagioklasgesteine sind nach A. Gockel fast inaktiv. Sedimentgesteine, deren Material aus jenen Ergußgesteinen stammt, wie z. B. Sandstein, Phyllit, sind aktiver, doch nach Gockel nur 0,1 der Muttergesteine.

Bekanntlich hat Frau Curie in der Uranpechblende von St. Joachimstal im böhmischen Erzgebirge das Radium entdeckt und ausgeschieden. Man war deshalb geneigt, das Vorkommen aller radioaktiven Wasser auf Uranminerale zu beziehen, um so mehr, da in dem Joachimstaler Bergbau hochaktives Wasser (im roten Gang bis 2050 ME) erschlossen wurde. Doch fehlen vielerorts die Uranminerale, so z. B. in Brambach und Gastein, hingegen wurde gefunden, daß auch andere Minerale, wie der Orthit, Titanit, Apatit, Biotit, Zinnwaldit, mancher Zirkon, letztere mit pleochroitischem Hof, u. a. m. radioaktiv sind. Die Radioaktivität der meisten Quellen wird auf diese akzessorischen Minerale des Nebengesteins bezogen werden müssen.

Es hat sich vielerorts gezeigt, daß die oberflächigen verwitterten, zertrümmerten und die unterirdischen, durch Verwerfungen zerrütteten Gesteine eine höhere Radioaktivität besitzen als die kompakten, tiefliegenden. Dies ist ebenfalls ein Beweis, daß die Radioaktivität nicht der Tiefe, etwa gar dem Magma, wie auch angenommen wurde, entstammt, sondern an gewisse Gesteine bzw. bestimmte akzessorische Bestandteile derselben, gebunden ist. In den lockeren, zerrütteten Gesteinen findet meines Erachtens das Wasser eine viel größere Angriffsfläche, es kann deshalb auch mehr Radium und Radioaktivität extrahieren. Darin dürfte auch die von Dienert und Bouquet festgestellte Tatsache zu suchen sein, daß die Quelle von Rivière, die in die Pariser Wasserleitung einbezogen ist, bei der Erhöhung des Grundwasserspiegels die Radioaktivität steigert.

Die radiumreichen Quellen sind vorwiegend Spaltenquellen. Bei Leitung des radioaktiven Wassers ist das Rohr vollzuhalten und der Kontakt mit der Luft zu vermeiden.

7. Die Borquellen.

Das Bor ist vulkanischen Ursprungs; wir finden es mit Kochsalzdämpfen in Exhalationen mancher Vulkane, sowie auch in einigen heißen Quellen, wie z. B. in der Lagune von Ascotan und im Solar Aguas Calientes in Chile mit Kochsalz, woselbst es als Calciumnatriumborat enthalten ist, in den 83° warmen Steamboat Springs in Nevada ebenfalls mit Kochsalz, als Borsäure in Toskana bei Volterra, woselbst sich die von Wasser und Ammoniak begleiteten Borsäuredämpfe¹⁾ in den

¹⁾ Mit dem Gehalt an Borsäure steigt die Emanation (Nasini, Anderlini und Levi); in 1 cm³ Gas ist bis 1,5 · 10⁻⁵ Emanation.

sogenannten Lagonen ansammeln. Auch in den aus jungen Eruptivgesteinen stammenden Quellen, wie in der Gegend von Clifton (Arizona), wurde Bor nachgewiesen.

Solches Quellwasser sammelte sich am Tage in kleinen Seen, deren Wasser verdunstete, die Borate schieden sich mit anderen Salzen aus und wurden von Sand, Schlamm u. dgl. überdeckt. Solche Lagerstätten konnten sich bei günstigen klimatischen und Lagerungsverhältnissen erhalten und Borquellen neuerdings nähren.

Diese verschiedenartigen Borvorkommen sind Gegenstand technischer Ausnutzung.

8. Kieselsäurequellen.

Kieselsäure, entweder als H_2SiO_4 oder als lösliches Silicat, findet sich in sehr geringer Menge in den meisten Quellwassern, welche kiesel-säurehaltigen Gesteinen (Silicaten) entstammen; die mitgeführte Kohlen-säure hat die Zersetzung der Silicatgesteine wesentlich befördert. Im bis 74° heißen Mineralwasser von Plombières in den Vogesen ist der Kieselsäuregehalt im Liter Wasser 0,119 g, in den Wassern verschiedener Geysire steigt er derart, daß sich in ihren Abflüssen große Kieselsinterbecken und -terrassen absetzen, wobei die Abkühlung und die Kieselalgen zusammenwirken. Die Wärme steigert das Lösungsvermögen an Kieselsäure ganz bedeutend. In sieben Geysiren des Yellowstoneparks schwankt der Kieselsäuregehalt zwischen 0,0517 und 0,418 g (Durchschnitt 0,2982 g) in 1 kg Wasser; reicher ist der große Geysir Islands mit 0,519 g.

9. Salzsäurequellen

treten in Verbindung mit Fumarolen mancher tätiger Vulkane auf und haben nur wissenschaftliches Interesse.

. Die Temperatur des Bodenwassers und der Quellen.

Das Thermometer ist ein sehr wichtiger Behelf des Hydrogeologen und Hydrotechnikers.

Die Temperatur des Bodenwassers hängt zumeist von jener des Infiltrationswassers und von der Bodenwärme, und diese wieder von der Tiefenlage und den klimatischen Verhältnissen ab; wegen dieser veränderlichen Einflüsse schwankt die Temperatur der Quellen. Die Bodenwärme ist knapp unter der Erdoberfläche besonders nach den Tages- und Jahreszeiten veränderlich. In 1 bis 1,5 m Tiefe gleichen sich bei uns die Tag- und Nachttemperaturen aus, und in 20 bis 25 m Tiefe verschwinden nicht bloß die Temperaturunterschiede der Monate, sondern auch der Jahre. Man nennt diese Tiefenlage die neutrale Fläche. Von hier weiter abwärts nimmt die Erdtemperatur meist mit je 30 bis 35 m, durchschnittlich mit 33 m um 1° zu, welche Ent-

fernung die geothermische Tiefenstufe genannt wird. Die Temperatur des Bodens teilt sich dem Wasser mit; beide sind gleich, wenn nicht rasche Zirkulationen stattfinden, was in größerer Tiefe zumeist der Fall ist. So fand F. Stapff im Gotthardtunnel nur einmal Übereinstimmung der Wasser- und Gesteinstemperatur und in 72 Fällen teils positive, teils negative Differenzen. Oberhalb der neutralen Fläche werden die Wassertemperaturen sehr schwanken.

Bodenwasser, welches sich längere Zeit in 20 bis 25 m Tiefe bewegt, wird nahezu die mittlere Jahrestemperatur der Luft besitzen; dringt das Wasser tiefer in die Erde, so wird diese Temperatur des Wassers mit je 33 m um 1° wärmer werden. Seichtes Grundwasser hat deshalb, je nach den Jahreszeiten, eine wechselnde, tiefes Grund- bzw. Bodenwasser eine nahezu konstante Temperatur, wenn es vom Infiltrationsgebiet etwas entfernt ist; die Schwankungen sind erfahrungsgemäß um so geringer, je kleiner das Korn des Grundwasserträgers ist. Dies dürfte auch dadurch bedingt sein, daß sich das Wasser im feinen Material wegen der größeren Widerstände langsamer bewegt und dadurch mehr Anlaß hat, die Bodentemperatur aufzunehmen. Da das Sickerwasser eine gewisse Zeit bis zum Strom des seichten Grundwassers braucht, so ist dessen Temperatur gegenüber den Jahreszeiten mehr oder weniger rückständig, weshalb es vorkommen kann, daß das Wasser im Winter wärmer als im Frühjahr ist, was auch durch andere Ursachen begründet sein kann. Sehr bemerkenswert sind in dieser Hinsicht die Beobachtungen L. van Wervekes¹⁾ in Straßburg i. E., die durchschnittliche Lufttemperatur daselbst ist 9,6°, sie ist im Dezember und Januar am kleinsten, im Juli am höchsten. Die Temperaturen des Grundwassers sind:

Tiefe m	Minimum im	Maximum im	Temperatur- unterschied
5	Februar	September	4,0°
8	Juni	Dezember	1,5
10	Juli	Januar	0,6

Die Grenzwerte sind somit in allen drei Tiefen um 6 bis 7 Monate voneinander gelegen und zeigen in 8 bis 10 m Tiefe gegenüber der Lufttemperatur ebenfalls eine halbjährige Verspätung. Im dreijährigen Mittel beträgt bei 10 m Tiefe die Temperaturschwankung nur 0,3°. Im Grundwasser in Mühlhausen i. E. ist jedoch in 8 m Tiefe der Temperaturunterschied 3,6°.

Auf die Temperatur des Bodenwassers hat nicht bloß jene der Luft oder der einsickernden Niederschläge (Regen, Schnee oder Schmelzwasser) Einfluß, sondern auch die Tiefenlage, das Infiltrationsgebiet,

¹⁾ Mitteilg. geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen 6, 309, 1908.

Weg und Geschwindigkeit des unterirdischen Fließens, die Wärmeleitfähigkeit und Durchlässigkeit des Gesteins, die Lage der Quelle (Insolation u. dgl.) und die Verdunstung, die Wärmeausstrahlung während der Nacht, abgesehen von der bereits erwähnten Erdwärme, von möglichen physikalischen (Lösungen) und chemischen Vorgängen; bei der Lösung wird Wärme gebunden. Und umgekehrt beeinflusst das ab- und aufsteigende Wasser die Gesteinstemperatur, wie dies besonders in den großen Alpentunneln nachgewiesen wurde¹⁾.

Sind mehrere Wasserhorizonte vorhanden, so zeigt der tiefere oft bei gleicher Brunnentiefe eine etwas höhere Temperatur.

Quellwasser, welches seine Temperatur und damit gewöhnlich auch die Ergiebigkeit stark wechselt, ist bedenklich, da dies ein Zeichen ist, daß es das Gestein rasch durchfließt oder in keine größere Tiefe gelangte und deshalb nicht genügend filtriert ist. Quellen mit konstanter Temperatur stammen hingegen aus größerer Tiefe, und auch ihre Ergiebigkeit schwankt wenig. Die Temperatur des Wassers gestattet einen Rückschluß auf den Weg, den es bis zur Quelle zurücklegte; ist es tiefer in die Erde eingedrungen, so wird es wärmer als die mittlere Lufttemperatur sein, und die Differenz gegen diese gestattet, unter Zugrundelegung der geothermischen Stufe jene Tiefe annähernd richtig zu berechnen, bis in welche das Wasser in die Erde eingedrungen war. Ist diese bedeutend, so entstehen warme Quellen und Thermen, von welchen bereits die Rede war. Ist die Temperatur einer Quelle gleich der mittleren Lufttemperatur des Ortes, so heißt sie die normale.

Im allgemeinen zeigen im Laufe des Jahres mächtige Quellen, welchen in der Regel auch ein großes Infiltrationsgebiet entspricht, geringe, schwache Quellen jedoch bedeutendere Temperaturschwankungen; einzelne Temperaturbeobachtungen der letzteren, falls sie sich nicht über alle Jahreszeiten erstrecken, haben deshalb keinen Wert. Bei der Beurteilung jeder Temperaturmessung muß nicht allein die Höhenlage, sondern müssen auch die vorhin erwähnten beeinflussenden Faktoren und ganz besonders das Infiltrationsgebiet erwogen werden; die Temperaturen der Schutt- und Schichtquellen sind aus diesen Gründen ganz verschieden. Es wird dann möglich, die Temperaturunterschiede der Quellen in gleicher Seehöhe zu erklären. Erst dann wird man durch Vergleich gleichbeeinflusster Quellen brauchbares Material für die Untersuchung der Gesetzmäßigkeit der Quelltemperatur in Beziehung zur Höhenlage erhalten. Derartige analytische Untersuchungen sind wissenschaftlich außerordentlich anregend und können der Praxis von Nutzen sein. Im allgemeinen nimmt jedoch die Temperatur der Quellen, entsprechend jener der Luft, mit der steigenden Seehöhe ab; in den

¹⁾ H. Schardt, Die geothermischen Verhältnisse des Simplongebirges in der Zone des großen Tunnels. Zürich, Schultheiß & Co., 1914. Mit reichhaltigem Literaturverzeichnis.

Alpen nimmt man an, daß im Sommer mit je 230 bis 270 m Ansteigen die Quellentemperatur um 1° fällt. F. v. Kerner¹⁾ fand, daß für die Sommertemperatur alpiner Quellen außer der Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens auch die Durchlässigkeit desselben, sozusagen als „Kälteleistungsfähigkeit“, maßgebend ist. Er stellte für die mittlere Temperatur der Quelle t_m in der Seehöhe h (in Hektometern) auf Grund vieler Messungen folgende Gleichungen auf²⁾:

Für die nordtiroler Kalkalpen: $t_m^0 = 13,91 - 0,80 + 0,01 h^2$.

Für die tiroler Zentralalpen: $t_m^0 = 12,11 - 0,44 h$.

Nach Ch. Mezger³⁾ entspricht die Temperaturabnahme in der Seehöhe von 0 bis 600 m einer Parabel von der Form $t^0 = 0,375 \times 122^{n-1}$, wobei n der Höhenunterschied ist, während sie über 600 bis 2500 m Seehöhe nach einer arithmetischen Reihe erfolgt, und zwar für je 100 m Höhenunterschied 0,375°. Dies gilt für Gebiete in 48° n. Br.; jedem Breitengrad mehr oder weniger entspricht bei normalen Quellen eine Ab- bzw. Zunahme der Temperatur bei gleichêr Höhenlage um 0,6°, also übereinstimmend mit der Änderung der Lufttemperatur. Beyer⁴⁾ fand, daß in der böhmisch-sächsischen Schweiz die Quellentemperatur bei 164 m Ansteigen um 1° abnimmt; hier sind die Quellen zwischen März und Mai am kältesten und im Oktober bis Dezember am wärmsten. E. Fugger⁵⁾ fand in Übereinstimmung mit Gümbel, daß in den Salzburger bayerischen Alpen die Temperatur der Quellen in 400 bis 500 m Seehöhe der mittleren Lufttemperatur entspricht, in höheren Lagen erstere jedoch höher als letztere ist. Dies wird nach Gümbel⁶⁾ bedingt durch die schützende Schneedecke des Winters, welche ein schlechter Wärmeleiter ist, und daß das in den Boden eindringende Meteorwasser nie eine Temperatur unter 0° haben kann.

Abgesehen von den früher erwähnten modifizierenden Einflüssen kann manchmal auch das Vorkommen von jungvulkanischen Gesteinen die Quellentemperatur erhöhen. Andererseits sind manche Quellen besonders im Sommer ungewöhnlich kühl, ja kühler als die mittlere Lufttemperatur. Dies wird dadurch bedingt, daß das Wasser in seinem unterirdischen Lauf verdunstet, wodurch ihm Wärme entzogen wird, was z. B. dort der Fall ist, wo der Wasserlauf durch Schutt geht; auch bei manchem Grundwasser kann dies beobachtet werden. Quellwasser, welches Gase, wie z. B. Kohlensäure, mitführt, wird durch das Entweichen derselben aus demselben Grunde mehr oder weniger abgekühlt.

Aus dem Mitgeteilten geht hervor, daß die Temperatur des Quellwassers nur ganz zufällig mit der mittleren Lufttemperatur seines Ortes

1) Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1911, S. 347. — 2) Sitzber. K. Akad. Wiss. Wien 112, Bd. 2, Mai 1903. — 3) Gesundheitsingenieur 1916, Heft 42—45. — 4) Mitteilg. Ver. f. Erdkunde, Dresden 2, Heft 7. — 5) Über Quellentemperaturen (Salzburg 1882), S. 71. — 6) In Sendtner's Vegetationsverhältnisse Südbayerns. München 1854.

übereinstimmt. Die Temperaturdifferenz beider gestattet interessante und meist auch sehr wichtige Rückschlüsse auf die Wanderverhältnisse des Bodenwassers, ob es bis zur Quelle absteigend oder aufsteigend war.

Bei der Bestimmung der Temperatur muß der Quecksilbersack des Thermometers länger in einer frisch geschöpften, größeren Wassermenge, z. B. in einem Kübel, gehalten und das Instrument vor direkter Sonnenbestrahlung geschützt werden. Die Messungen erfolgen in gleichen Zeitabschnitten (wöchentlich oder monatlich).

Die Ergiebigkeit der Quellen.

Diese ist die in der Zeiteinheit gelieferte Wassermenge; gewöhnlich wird für erstere die Sekunde oder Minute, für letztere das Liter gewählt, dementsprechend mit l/sec oder l/min bezeichnet. Sie hängt, wie bereits eingehend erläutert, vorwiegend von der Menge, Art und Verteilung der Niederschläge, von der Durchlässigkeit, von dem geotektonischen Bau, der Größe und Art des der Quelle entsprechenden Fanggebietes, von der Tiefenlage des Bodenwasserspiegels, sowie von der Zahl und Lage der Quellen ab, welche aus diesem gespeist werden; die tiefstliegende Quelle hat in normalen Fällen den größten Reichtum. Die Ergiebigkeit der Quellen ist wegen der wechselnden Niederschläge veränderlich, was um so weniger empfindsam ist, je größer das Reservoir des Bodenwassers ist, in welchem sich die Schwankungen im Zufluß, besonders unter Berücksichtigung der Widerstände im Abfluß, ausgleichen können. Die Ergiebigkeit der Quelle ist auch um so gleichmäßiger, je gleichmäßiger die Niederschläge bzw. das Abschmelzen des Schnees und Eises erfolgen; je weniger durchlässig der Wasserträger, je länger der Weg von der Infiltration bis zur Quelle, je größer das Fanggebiet, je tiefer das Bodenwasser liegt und je mächtiger dasselbe ist. Die Schneeschmelze nährt das Bodenwasser, also auch die Quellen am reichlichsten.

Die Ergiebigkeit ist von den Niederschlägen abhängig, doch tritt dieser Zusammenhang nicht sofort, sondern meist erst nach einiger Zeit — je nach der Durchlässigkeit des Gesteins und der Weglänge des unterirdischen Wasserlaufes — in Erscheinung, bei der Münchener Wasserleitung erst nach 8 bis 10 Wochen. Je später diese Abhängigkeit auftritt, um so abgeschwächer erscheint sie, so daß sich bei manchen Thermen der Zusammenhang erst nach 1 bis 2 Jahren nur im großen Umriß, z. B. trockenes und nasses Jahr, ausprägt. Die Quellen sind in ihrer Ergiebigkeit um so nachhaltiger, je größer das natürliche Reservoir ist, dem sie entstammen, je größer das Fanggebiet ist, je

günstiger die Versickerungsverhältnisse sind und je kleiner der Austrittsquerschnitt des Wassers in die Quelle ist; dieser darf deshalb nur mit großer Vorsicht erweitert werden, da die angestrebte größere Ergiebigkeit auf Kosten der Nachhaltigkeit geschehen kann.

Will man eine Quelle in Gebrauch nehmen, so wird man durch längere Zeit, in wichtigen Fällen durch mehrere Jahre, in gleichen Zeitabständen (Wochen, Monaten) ihre Ergiebigkeit, besonders während der Trockenperioden, und die meteorischen Faktoren (Art und Menge der Niederschläge, Luftdruck- und -feuchtigkeit, Temperatur) messen. Letztere sind in einer nachbarlichen meteorologischen Station für eine lange Reihe von Jahren verzeichnet. Ein Vergleich der jüngsten Zeit mit diesen läßt einen beiläufigen Schluß zu, inwieweit sich die gemessenen Ergiebigkeiten dem voraussichtlichen säkularen Mindestwert genähert haben, der in den sogenannten trockensten Jahren zu suchen ist. Dieser ist einer Wasserversorgung zugrunde zu legen. Eine gewöhnliche Quellenfassung pflegt die Ergiebigkeit nicht zu erhöhen, wohl jedoch manchmal zu erniedrigen, und zwar wenn die Lage des Quellspiegels geändert wird. Der Unterschied zwischen dem Mindest- und Höchstwert der Ergiebigkeit einer Quelle ist oft sehr bedeutend; so ist bei der ersten Wiener Wasserleitung nach Gravé ersterer 278, letzterer 2881 und der Mittelwert 1000 l/sec.

A. Thiem und Ch. S. Slichter haben in der Hydrotechnik den Begriff „spezifische Ergiebigkeit“ eingeführt, der besonders beim artesischen und Grundwasser, bei Brunnen, Anwendung fand und findet; dies ist der Quotient der geförderten Wassermenge und der damit verbundenen Spiegelsenkung. Die spezifische Ergiebigkeit ist bei artesischen Brunnen bis zum Bodenwasserträger hinab konstant, d. h. wenn aus dem Brunnen x Liter Wasser gepumpt wird und der Spiegel um y Meter sinkt, so wird bei $2x$ Liter Wasserentnahme der Spiegel um $2y$ Meter sinken. Bei großer Mächtigkeit des Grundwassers und geringen Absenkungen ist die spezifische Ergiebigkeit fast konstant; bei größeren Absenkungen gelten die auf S. 100 entwickelten Gesetze.

Die Ergiebigkeit kann erhöht werden, wenn man die wasserführende Schicht mittels eines Stollens oder einer Strecke (Galerie) verfolgt; dabei hat man beobachtet, daß die Ergiebigkeit annähernd im gleichen Verhältnisse mit der Länge des Stollens zunimmt; gaben die ersten 10 m z. B. w Liter Wasser mehr als vordem, so werden $x \times 10$ m Ausfahrung xw Liter Wasser mehr geben. Dies ist für das Arbeitsprogramm und den Kostenvoranschlag von größter Wichtigkeit.

Die Ergiebigkeit der artesischen Bohrungen steigt mit deren Durchmesser, doch nicht proportional. Auf S. 145 ist bereits auf die Ergiebigkeitsberechnung nach A. Thiem und O. Lueger-Weihrauch verwiesen. Ihre gegenseitige Beeinflussung ist auf S. 143 erläutert. Die Ergiebigkeit der Bohrlöcher kann durch Reinigen, manchmal auch

durch Torpedieren erhöht werden; letzteres wirkt in plastischen Gesteinen verstopfend.

Das Ergiebigkeitsgesetz einer Quelle wird durch Versuche ermittelt; man staut den Quellenspiegel, so daß man für drei verschiedene Höhenlagen die entsprechenden Schüttungsmengen bestimmt. Die Ergebnisse stellt man zeichnerisch dar, so daß in die Abszisse die Ergiebigkeiten, in die Ordinate die Spiegelhöhen eingetragen und die jedem Beobachtungspaar entsprechenden Punkte eingezeichnet werden können. Diese verbindet man mit einer Linie; ist diese eine Gerade, dann zeigt die Quelle artesisches Verhalten, sie ist eine aufsteigende, deren Ergiebigkeitsgesetz $Q = ks$ ist, Q = gemessene Ergiebigkeit, s = Spiegel-senkung, k = ein Beiwert, der aus jener Gleichung auf Grund der Beobachtungen bestimmt werden kann, und ist der Ergiebigkeitszuwachs für 1 m Spiegelsenkung. Ist jedoch die Verbindungslinie der drei Punkte eine Parabel, so ist die Quelle eine absteigende, deren Ergiebigkeitsgesetz nach A. Thiem ¹⁾ $Q = k(2H - s)s$ ist. Verlängert man gesetzesentsprechend die parabolische Linie, bis sie die Abszisse (Parabelscheitel) und die Ordinate schneidet, so ist die letztere Größe H bei welcher Spiegelhöhe die Quelle völlig versiegt. Dieser Ruhewasserspiegel wird für die aufsteigenden Quellen ebenfalls durch die Verlängerung der Geraden bis zum Schnitt mit der Ordinate gefunden.

Wenn bei den intermittierenden Quellen die Intermittenz regelmäßig stattfindet, so können sie zur Wasserversorgung benutzt werden. Es ist während einer möglichst langen Periode die Tagesergiebigkeit zu messen. Die periodischen Quellen können durch Unterfahren des Bodenwassers bei entsprechendem Querschnitt perennierend werden. Das Schwanken der Ergiebigkeit einer Quelle kann von den Gezeiten, sowie, wenn das Wasser gas- oder dampfführend ist, von dem Luftdruck abhängen, wie dies schon früher erläutert wurde (S. 152 u. 191). Es wurde auch wiederholt behauptet und manchmal auch durch Messungen bewiesen, daß manche gewöhnliche Quellen und Brunnen mit dem Sinken des Luftdrucks ergiebiger werden. Dies läßt sich damit erklären, daß die im Bodenwasser eingeschlossene Luft, welche vordem mit der Außenluft im Gleichgewicht war, nun einen geringen Gegendruck empfindet und deshalb auf das Wasser von innen heraus relativ stärker drückt und so den Spiegel, damit auch die Ergiebigkeit hebt. Es sind diese Quellen und Brunnen deshalb auch Wetterpropheten. Schon 1883 berichtete Latham ²⁾, daß in artesischen Brunnen das rasche Sinken des Luftdrucks vor einem Sturm ein „Blasen“ des Brunnens, verbunden mit einem lauten, brüllenartigen Geräusch, bedingte. T. H. King ³⁾ wies durch sorgfältige Messungen an Quellen und artesischen Brunnen nach, daß ihre Ergiebigkeit bei niederem Barometerstand um 8 Proz. gegen die normale steigen kann.

¹⁾ G. Thiem, Zeitschr. f. Wasserversorg. 5, 87, 1918. — ²⁾ British Assoc. Rep. 1883, 495. — ³⁾ 19th Ann. Rep. U. S. geol. Survey, Part. II, p. 72, 1899.

Es ist eine bekannte und vielfach bestätigte Tatsache, daß die Quellen in der Nähe der Vulkane kurz vor deren Eruption abnehmen und versiegen, so daß sie als Vorboten der Vulkanausbrüche angesehen werden. Diese Quellen können später wieder mehr oder weniger ergiebig als früher sein, doch auch gänzlich versiegen.

Auch Erdbeben können Quellen, besonders Mineralquellen quantitativ und qualitativ günstig oder ungünstig oder nur vorübergehend beeinflussen. Ein bekanntes Beispiel bot die Teplitzer Urquelle, welche während des Lissaboner Erdbebens am 1. November 1756 auf kurze Zeit versiegte und plötzlich so mächtig hervorbrach, daß sie überfloß; das Wasser war rot gefärbt, behielt jedoch seine hohe Temperatur. Auch die Burtscheider Thermen bei Aachen wurden durch Erdbeben wiederholt beeinflusst. Das andalusische Erdbeben am Weihnachtstage 1884 hat in Spanien viele Quellen in der Ergiebigkeit, Temperatur und im Mineralgehalt wesentlich verändert, und zwar teils im positiven, teils im negativen Sinne. Von den vielen diesbezüglichen Nachrichten sei nur noch erwähnt, daß die einst reiche Stadt Chateauf, 15 km nördlich von Nizza, durch ein Erdbeben ihr Wasser verlor; sie wurde deshalb rasch entvölkert und ist nun Ruine. Beim lokrischen Beben ¹⁾ im Jahre 1894 brachen beim Badeort Aidipsos auf Euböa ganz neue Thermen aus.

Die Tätigkeit des großen Geysirs in Island nahm bis 1896 allmählich ab, wurde jedoch durch ein Erdbeben im genannten Jahre neu belebt, um seit jener Zeit wieder langsam zu erschlaffen.

Die Ergiebigkeit und Temperatur der Mineralquellen sollen möglichst oft, wenigstens monatlich einmal, gemessen werden. In jedem derartigen Bezirke sollten täglich jene meteorologischen Faktoren, welche eingangs besprochen wurden und die Quantität und Qualität des Mineralwassers beeinflussen können, bestimmt werden; ebenso sind ab und zu, besonders bei abnormen Erscheinungen, chemische Analysen, häufiger bloß die Bestimmung des Trockenrückstandes, dringend zu empfehlen. Man bekommt dadurch Einblick in das Quellenregime, was nicht bloß für die Wissenschaft, sondern auch für den Quellenbesitzer von hohem Wert sein kann.

Die Ergiebigkeit wird, wenn sie nicht sehr groß ist, mittels Meßgefäßen und einer Sekundenuhr bestimmt; ist sie gering, so ist für diesen Zweck jedes leicht transportable, entsprechend große Gefäß geeignet; je kleiner es ist, desto größer ist die Fehlerquelle. Bei größerer Ergiebigkeit wird ein Holzkasten, der verbleibt, nahe bei der Quelle oder dem Brunnen eingebaut. Das Wasser wird mittels einer Röhre oder Rinne dem Meßgefäß zugeführt; die Ableitung soll ebenfalls, besonders bei Brunnen, durch lange Röhren oder Gerinne erfolgen, welche das Wasser erst dort auslaufen lassen, wo seine Versickerung den

¹⁾ Philippson, Verh. Ges. Erdkunde, Berlin 1894.

Brunnen nicht mehr beeinflussen kann; diese Vorsicht ist auch im felsigen Gelände, besonders in verkarsteten Gebieten, notwendig. Zur Zeitmessung empfiehlt sich eine Stoppuhr mit Angabe von $\frac{1}{6}$ Sekunden; sie war mir auch bei Messungen in schlecht beleuchtbaren, tropfwasserreichen Räumen von besonderem Vorteil. Jede Messung wird wiederholt, bis übereinstimmende Werte gefunden werden. Größere Wassermengen werden mittels „Überfall“ gemessen, dessen Einrichtung und Gebrauch aus hydrotechnischen Werken entnommen werden kann, auch in manchen Wassergesetzen beschrieben ist. Ergiebigkeitsmessungen aller Art sollen nur bei konstantem (normalen) Spiegelniveau vorgenommen werden.

Mineralisation des Bodenwassers. Abhängigkeit der Wassergüte von geologischen Verhältnissen.

Schon Plinius (28 bis 79 n. Chr.) schrieb: „Die Wasser nehmen die Eigenschaften der Erdschichten an, durch die sie fließen“.

Das in die Erde eindringende Wasser hat Kohlensäure und Luft gelöst und damit zwei mächtige Faktoren für die Umwandlung der Gesteine auf seinen Weg mitgenommen. Während die Luft oxydierend wirkt und unlösliche Bestandteile dadurch in lösliche verwandelt, wie z. B. die Metallsulfide in Sulfate, wobei Stickstoff frei wird, so wirkt die Kohlensäure dadurch, daß sie die im Wasser fast unlöslichen Carbonate, wie die des Mangans, Calciums, Eisens, Magnesiums, in lösliche Bicarbonate verwandelt, welche bei Gegenwart von freier Kohlensäure gelöst bleiben, oder dadurch, daß sie Silicate, besonders die der Alkalien und alkalischen Erden, unter Abscheidung von Kieselsäure zersetzt und lösliche Carbonate oder Bicarbonate bildet, in welchen ein Teil der Kieselsäure löslich ist. Kohlensäurehaltiges Wasser vermag alle Gesteine, am schwersten Quarz, zu zersetzen. Durch all diese Lösungsvorgänge können weiterhin komplizierte Reaktionen dadurch eintreten, daß die neu entstandenen Lösungen, z. B. die Bicarbonate und Sulfate, ebenfalls umbildend wirken.

Je nach seinem Gehalt an Luft und Kohlensäure und seiner Temperatur wird das Wasser auf die Gesteine, welche es durchfließt, zersetzend und lösend einwirken, wodurch seine mineralischen Bestandteile (die Mineralisation) bedingt werden und wovon auch die Härte des Wassers abhängt.

Die mineralischen Bestandteile sind naturgemäß auch von den Gesteinen bedingt, welche das Wasser durchfließt. So z. B. sind Steinsalz, Gips, Anhydrit und in sehr geringem Maße auch Kalkstein, Dolomit, Feldspate (reichlicher die Plagioklase) in reinem Wasser mehr oder weniger löslich. Abgesehen von den drei erstgenannten werden jedoch die meisten Gesteine vom Wasser erst durch die Mitwirkung der Kohlensäure und

des Sauerstoffs der Luft in größerer Menge gelöst, wobei die Menge dieser Gase und die Dauer ihrer Einwirkung maßgebend sind. Ist die Kohlensäure und die Luft des Wassers durch die erwähnten chemischen Vorgänge verbraucht, so hört selbstredend ihre Wirkung auf, und damit ist die Dauer der weiteren Einwirkung gegenstandslos geworden.

Die Kohlensäure stammt zum Teil aus der Luft, zum größeren Teil jedoch aus dem Humusboden, durch dessen Verwesung und Vermoderung die Kohlensäure aus den organischen Resten gebildet wird. Sie kann auch, wie bei den Säuerlingen, juvenilen Ursprungs sein, d. h. aus großer Tiefe aufsteigen. Auch durch Zersetzung der Organolithen, z. B. der Mineralkohlen, und mancher Carbonate, wie des Kalks, Dolomits (durch Einwirkung von Hitze oder Säuren) und des Eisencarbonats, das auch infolge der Oxydation seine Kohlensäure freimacht, kann Kohlensäure in das Wasser gelangen.

Die Mineralisation der Sulfatquellen wurde auf S. 173 besprochen.

Stellenweise, also akzessorisch, kommen auch Stickstoffverbindungen, wie Salpeter- und salpetrige Säure, Ammoniak in Reaktionen, welche aus organischen Stoffen, häufig Fäkalien, entstanden sind. Durch Verwesung von organischen Substanzen, besonders des Laubes und in den Torfmooren, entstehen auch organische Säuren, welche lösliche humussaurer Salze bilden, in welchen sich viele Phosphate, Arseniate und Sulfate lösen; sie reduzieren Eisen- und Manganoxyd zu löslichen Oxydsalzen. Durch reduzierende Wirkung, wie z. B. der organischen Substanzen, kann sich aus Sulfaten auch Schwefelwasserstoff bilden, den man öfters im Wasser der artesischen Brunnen und mancher Mineralquellen antrifft.

Die Mineralisation ein und desselben Bodenwassers ist veränderlich, wie sich dies gewöhnlich durch die Änderung der Härte bekundet und wobei man auch manchmal entsprechende Temperaturschwankungen, besonders beim Quell- und Mineralwasser, beobachten kann. Dies ist häufig durch die Menge des Infiltrationswassers bedingt, welches noch nicht oder nur im geringen Maße mineralisiert ist. Steigt diese Wassermenge, so findet gleichsam eine Verdünnung des Bodenwassers statt, welches wegen des höheren Wasserstandes auch eine größere Geschwindigkeit und deshalb eine geringere Dauer der Mineralisation hat. Dringt mehr Infiltrationswasser ein, so hat es auch die Mineralisatoren (Kohlen- und organische Säuren) prozentual in geringerer Menge, weshalb es weniger mineralisiert werden kann. Ein interessantes Beispiel von der Dauer der Einwirkung des Wassers auf das Gestein im Gegensatze zu seinem Salzgehalt gibt Klüpfel¹⁾ aus dem Rhät Lothringens; die Quellen, welche über dem Talboden entspringen, führen ein reines und gutes Trinkwasser, während die aufsteigenden und erbohrten Rhätquellen reich an Salzen sind. Im ersten Fall findet

¹⁾ Zeitschr. prakt. Geol. 24, 44, 1916.

eine lebhaftere Wasserzirkulation statt und deshalb das Gestein nur kurz auslaugte; im zweiten Fall stagniert das Wasser und vermag deshalb mehr Bestandteile zu lösen.

Bezüglich der Temperatur des Wassers sei aus den gründlichen Untersuchungen der Wasserzuflüsse im Tauerntunnel durch Mache und Bamberger¹⁾ hervorgehoben, daß die Zunahme der gelösten Stoffe mit der Temperatur nicht linear, sondern etwa nach einem Exponentialgesetz erfolgt; hingegen ist die Strömungsgeschwindigkeit (Dauer der Berührung) eine lineare Funktion.

Quellen haben öfter verschiedene Zuflüsse, gewöhnlich auch einen in ihrer Nähe, der wegen der geringeren Tiefe von den meteorologischen Faktoren reichlich abhängig ist und der wegen des kurzen Weges auch nur wenig mineralisiertes Wasser hat (wildes Wasser). Je nachdem die verschiedenen Zuflüsse mehr oder weniger gespeist werden, wird die chemische Zusammensetzung und die Temperatur des Quellwassers schwanken. Ein systematisches Studium dieser beiden Faktoren kann einen Einblick in die unterirdische Wasserwirtschaft der Quelle gestatten; man kann ermitteln, woher das Wasser stammt, wenn man auch die chemische Zusammensetzung der nachbarlichen Gesteine berücksichtigt.

Jene Vorgänge der Lösung in verschiedenen Gesteinen seien in einigen Beispielen erläutert.

Der Schotter eines Grundwassergebietes ist petrographisch nicht immer durchweg gleich, da er aus petrographisch verschiedenen Gebieten zusammengeschwemmt sein kann. Im allgemeinen lösen sich die Silicatgesteine bedeutend schwerer als Kalk und Dolomit. Aus diesem Grunde wird ein Grundwasser, welches sich in dem letztgenannten Schottermaterial bewegt, mehr mineralische Bestandteile lösen, also härter sein, als wenn die Gerölle oder Sandkörner aus Silicatgesteinen oder Quarz bestehen.

So hat das untere Grundwasser von Trofajach (Fig. 32), obschon dessen Schotter vorwiegend aus Kalk und dolomitischem Kalk besteht, an der Entnahmestelle nur 5,7 bis 8 deutsche Härtegrade, da es bisher nur einen Weg von 4,6 km mit einem Gefälle von 116 m zurückgelegt hat. Derselbe Grundwasserstrom ergießt sich nach weiterem 7 km langen Lauf und einem diesem entsprechenden Gefälle von 70 m in den Fluß (Mur); daselbst hat das Wasser nur um 0,2 deutsche Härtegrade zugenommen. Es ist dies alles ein Beweis, daß das Grundwasser schon ursprünglich beim Einsickern wenig Kohlensäure besaß, welche am Wege von der Infiltrationsstelle bis zur Entnahmestelle fast gänzlich durch die Bildung der im Wasser löslichen Bicarbonate vom Calcium und Magnesium verbraucht wurde, weshalb sich die Härte am weiteren Wege bis Leoben nur mehr um 0,2 deutsche Härtegrade erhöhen konnte.

¹⁾ Sitzber. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 123, 373, 1914.

Ein sehr interessantes Beispiel von dem Zusammenhang der Wassergüte mit dem petrographischen Charakter des Schotters gibt O. Smreker¹⁾, welcher gelegentlich der Frage der Wasserversorgung Mannheims das hiervon östlich, am Fuße des Odenwaldes, nördlich von Heidelberg gelegene Grundwasser studierte. Dasselbe zeigte im Kalkschotter, den der Neckar von dem landeinwärts gelegenen Muschelkalk brachte, eine große Gesamthärte (34 französische Härtegrade), war deshalb nicht brauchbar. Hiervon nördlich bestand jedoch der Boden aus Kies, von dem nachbarlichen Buntsandstein stammend; aus einem Versuchsbrunnen daselbst wurde Wasser von 13,8 französischen Härtegraden gefördert, weshalb dieses Gebiet zur Versorgung Mannheims gewählt wurde.

Sehr weich ist das Wasser aus Quarzsand, Quarzit, Granit, Porphy, Gneis, Glimmerschiefer, etwas härter aus Basalt und auch aus vielen Phylliten und Tonschiefern. Die Sandsteine und Konglomerate liefern je nach dem petrographischen Charakter des Kornes bzw. der Gerölle und des Bindemittels verschieden harte Wasser. So sind die aus dem Buntsandstein und dem Rotliegenden in Südwestdeutschland stammenden Quellwasser außerordentlich weich, da die Quarzkörner mittels eines kieseligen Bindemittels verkittet sind. Hingegen liefert der englische Buntsandstein wegen seines kalkigen Bindemittels hartes Wasser. Im allgemeinen liefern die sauren Eruptivgesteine weicherer Wasser als die basischen. Imbeaux²⁾ gibt folgende Werte an:

Gestein	Härte	
	Deutsche Grade	
	gesamte	bleibende
Granit, Gneis, Urgestein	3,2	2,3
Vulkanische Gesteine, Basalt, Lava	4,5	1,4
Altpaläozoische Schiefer	5,0	1,1
Buntsandstein	3,0	1,5
Sandstein von Fontainebleau	16,6	5,4
Sandstein aus dem Rhät und Unterlias	16,1	5,4
Yperische- und Soisson-Sande	19,9	12,0
Kalke, zum Teil dolomitisch, Oolithe	11,3—21,4	3,1—11,6

Gipsquellen erreichen 150 H_d . — Bei 18 H_d beginnt die Abscheidung des Kalkes als Sinter.

Die Beeinflussung der Quellen und des Grundwassers und deren Schutzfelder.

Die Schutzfelder hat der Geologe zu bestimmen; sie bezwecken, den unterirdischen Wasserlauf derart zu decken, daß das aus Quellen oder künstlichen Eingriffen (Brunnen usw.) entnommene Wasser quan-

¹⁾ Vorarbeiten für das Wasserwerk der Stadt Mannheim, 1884. — ²⁾ Internat. Zeitschr. f. Wasserversorg. 2, 43, 1915.

titativ und qualitativ unverändert bleibt. In diesem Schutzfeld darf sowohl keine Wasserentnahme als auch keine abträgliche Veränderung der Qualität des Wassers, wie z. B. durch Versickern von Abfällen oder Entfernung der nützlichen Bestandteile, wie der Kohlensäure bei Sauerlingen, stattfinden. Welche Eingriffe erlaubt sind, z. B. Fundamentaushebungen, und unter welchen Bedingungen, ist festzustellen. Dementsprechend werden gewöhnlich zwei Schutzgebiete bestimmt; im engeren, in welchem die Quelle oder der Brunnen liegt, sind Eingriffe in die Erdkruste entweder ganz verboten oder nur unter schweren Bedingungen im geringen Maße erlaubt. Im weiteren Schutzgebiete sind bedingungsweise schwerere Eingriffe gestattet, die jedoch in Art und Ausdehnung genau festgelegt werden müssen; so z. B. kann im Karlsbader weiteren Schutzfeld der Bergbau bis zur Horizontalebene des Sprudels, d. i. die Haupttherme, unbehindert vorgehen; ein tieferer Eingriff ist nur nach einer besonderen Bewilligung, auf Grund eines für diesen Fall eingeholten geologisch-bergmännischen Gutachtens, möglich.

Die Legung des Schutzfeldes ist meist eine schwierige und sehr verantwortungsvolle Aufgabe, für deren Lösung sich keine allgemein gültigen Prinzipien aufstellen lassen, da eben die unterirdischen Wasserläufe sehr verschieden gestaltet sind. Diese Verantwortung ist um so größer, wenn sich zwei bedeutende volkswirtschaftliche Faktoren gegenüberstehen oder wenn es sich um Heilquellen von internationaler Bedeutung handelt, wie z. B. einerseits um die Thermen Karlsbad und andererseits um den nachbarlichen Kohlen- und Kaolinbergbau, welcher letzterer die ganze nordwestböhmische Porzellanindustrie zu tragen hat.

Für Quellen kann man die Regel aufstellen, daß die unterirdische Wasserzirkulation von der Infiltrationsstelle bis zur Quelle und oft noch weiterhin geschützt werden muß. In vielen Fällen ist der Schutz der Quelle unterhalb von ihr von größerer Bedeutung als oberhalb.

An einigen Beispielen sollen die bei der Legung des Schutzfeldes leitenden Gedanken erläutert werden.

Bei den Schichtquellen wird der Raum zwischen dem oberen und dem unteren Ausbiß der wasserdichten Schicht, also in Fig. 40 von *A* bis *Q*, zu schützen sein. Wieweit im Streichen nach rechts und links, hängt von lokalen Verhältnissen und häufig vom individuellen Ermessen ab. Zieht man die Grenzen des Schutzfeldes nach der ganzen geschlossenen Ausbißlinie der wasserdichten Schicht, so bietet dieses volle Sicherheit. Es können jedoch wegen der großen Ausdehnung desselben und des dadurch bedingten Eingriffs in bestehende Rechte Schwierigkeiten entgegentreten, welche oft dadurch behoben werden können, daß das Schutzfeld der gesamten Interessengruppe verliehen wird, was ohne Schwierigkeit möglich ist, wenn jeder Interessent nur den vorhandenen Zustand aufrecht erhalten will. Fordert

jedoch der eine oder der andere einen Eingriff in das bestehende Wasserregime, so kann der Geologe nur auf Grund eingehender, lokaler Studien seine Entscheidung treffen.

Die artesischen Quellen werden nach der ganzen Erstreckung des Beckens des wasserführenden Flözes mittels des Schutzfeldes zu sichern sein, also in Fig. 56 von *A* bis *C*; man hat wiederholt die Erfahrung gemacht, daß die Erbohrung eines neuen artesischen Brunnens die Ergiebigkeit der vorhandenen wesentlich herabsetzt. Dies geht auch aus dieser Figur hervor; ist in *C* die natürliche artesische Quelle, die entweder zur Wasserversorgung menschlicher Ansiedelungen dient oder welche als Kraftwasser ausgenutzt wird, so würde der artesische Brunnen bei *F* die Quelle bei *C* höchstwahrscheinlich ganz zum Versiegen bringen oder ihre Ergiebigkeit sehr stark herabsetzen.

Würde in dem Wasserlager *AB* (Fig. 60), höher oder tiefer als *F*, ein artesischer Brunnen das Wasser erreichen, so würde die Ergiebigkeit von *F* mehr oder weniger beeinflußt werden, je nach der Lage des neuen Brunnens gegenüber dem bei *F* vorhandenen. Diesem entspricht ein bestimmter Senkkegel im Bodenwasser, welcher im Streichen der Schicht eine gewisse Ausdehnung hat, über welche man, wenn nicht Nachbarbrunnen vorhanden sind, auf Grund der beim Grundwasser erläuterten Prinzipien über die Ausdehnung solcher Kegel nur mit angenäherter Wahrscheinlichkeit entscheiden kann. Im Streichen des Wasserlagers wird ein zweiter artesischer Brunnen den ersten nicht beeinflussen, wenn die Entfernung beider größer als der Durchmesser des Senkkegels ist, beiderseits dieselben Verhältnisse vorausgesetzt.

Hingegen ist die Beeinflussung in der Fallinie des Wasserlagers eine andere. Ist der neue Brunnen oberhalb des alten *F*, so ist der Einfluß auf diesen geringer als unterhalb. In letzterem Falle kann *F* das Wasser vollends verlieren oder wird wenigstens in seiner Ergiebigkeit stark herabgesetzt; die Entwicklung der Senkkegel ist zu berücksichtigen.

Die gegenseitige Beeinflussung zweier artesischer Brunnen kann oft sehr weit reichen; so gab der Brunnen von Grenelle (Paris) seit 1842, unbeeinflußt von trockenen und nassen Jahren, stets täglich 907 m³; als 1861 in 3 km Entfernung der artesische Brunnen von Passy in demselben Bodenwasserstrom tiefer erschlossen wurde, sank die Ergiebigkeit in Grenelle innerhalb 40 Tagen allmählich auf 662 m³ und ist seit jener Zeit von Passy abhängig.

Andererseits bezeugen die artesischen Brunnen der Oasen, daß das Infiltrationsgebiet viele Meilen entfernt liegen kann.

Bei Spaltquellen ist ebenfalls das ganze Quellenregime von der Infiltration von *A* bis *Q* (Fig. 61 und 64) zu schützen; ganz besonders wird man den Ausfluß der Quellenspalte möglichst genau festlegen und untersuchen. Die Infiltrationsspalten nehmen häufig ein ausgedehntes Gebiet ein, das möglichst vollständig umgrenzt wird. In dem Bei-

spiel von Tüffer (Fig. 64) ist das Schutzfeld nicht bloß von A bis Q zu legen, sondern noch über Q hinaus, so daß auch noch B in das Schutzfeld fällt. Dieser Punkt wird damit bestimmt, daß man aus der Differenz der Temperatur des Quellwassers und jener der mittleren der Luft die Tiefe von B berechnet und dieselbe sicherheitshalber etwas größer in Betracht zieht. Die Lage des Verwerfers kann man aus dem Verlauf seiner Ausbißlinie auf Grund einer guten Detailkarte unter Beachtung der relativen Höhen der einzelnen Ausbißpunkte konstruieren. Man entwirft das geologische Profil genau im Maßstabe und zeichnet das Verfläachen des Werfener Schiefers, ebenso wie das des Verwerfers auf Grund der in weiterer Ausdehnung ermittelten vielen Spezialfälle ein.

In diesem Profil soll der Schnittpunkt des Werfener Schiefers mit dem Verwerfer nahezu mit B übereinstimmen, dessen Tiefe früher geothermisch berechnet wurde, was z. B. in Tüffer genau eintrifft. Fällt das konstruierte B mit dem berechneten nicht zusammen, so ist zu ermitteln, was die Differenz bedingt; sie kann sowohl durch eine Änderung im Fallen der wasserundurchlässigen Schicht oder auch dadurch begründet sein, daß dem aufsteigenden Thermalast kalte Wasser zufließen.

In solchen zweifelhaften Fällen wird man stets den tiefer gefundenen Punkt B als Grenze des Schutzfeldes ansehen.

Beim Grundwasser handelt es sich sehr häufig um den qualitativen Einfluß. Ist derselbe bereits erwiesen, so ist die Frage meist ziemlich leicht zu entscheiden, obschon von jurisdischer Seite gewöhnlich getrachtet wird, die Frage zu komplizieren.

Handelt es sich jedoch um eine Neuanlage, bei welcher durch versinkende Abfälle die Qualität des Wassers geschädigt werden würde, so ist zuerst der Stromstrich des Grundwassers nach bekannter Art (S. 85) und der Filtrationsweg zu ermitteln. Fällt die Neuanlage in diesen, so ist besondere Vorsicht notwendig; die einfachste und gründlichste Lösung ist dann das Verbot, abträgliche Stoffe versickern zu lassen.

Doch kann die Anlage auch außerhalb des Stromstriches, auch aufwärts vom Brunnen oder der Quelle, geplant sein; es wird damit die Gefahr nicht ausgeschlossen. Ist der Saugkegel des Brunnens sehr breit, so kann die Verunreinigung in denselben eingezogen werden. Überdies kann durch Diffusion das Abwasser sich weit ausbreiten, so daß der Diffusionskreis beim Saugkegel in denselben fällt. Andererseits ist zu erwägen, ob nicht während der Wanderung infolge von Verdünnung, Filtration, Selbstreinigung u. dgl. die Verunreinigung für den Brunnen oder die Quelle belanglos wurde, was selbstredend nach eingehenden Erhebungen, besonders in Versuchsbrunnen, nur von Fall zu Fall entschieden werden kann.

Der quantitative Einfluß durch Wasserentnahme im oberen Lauf des Grundwasserstromes ist manchmal schwierig zu bestimmen. Hat

eine solche Entnahme bereits begonnen und es wird vermutet, daß der untere Brunnen, dessen Spiegel gesunken ist, dadurch geschädigt würde, so ist es das einfachste, man stellt den früheren Zustand her, d. h. dem höher liegenden Brunnen darf kein Wasser mehr entnommen werden. Nach einiger Zeit, man berücksichtige die geringe Geschwindigkeit des Grundwasserstromes (S. 89), müßte im unteren Brunnen der Spiegel auf seine frühere Höhe steigen.

Dies könnte jedoch auch durch das während dieser Zeit eingetretene allgemeine Ansteigen des Grundwasserspiegels bedingt worden sein, weshalb man in demselben Grundwasserstrom wenigstens zwei andere Brunnen, welche durch den strittigen neuen Brunnen nicht beeinflusst würden, zur Kontrolle stetig beobachtet. Steigen in diesen die Spiegel nicht in gleichem Maße wie in dem angeblich geschädigten, so ist die Frage entschieden.

Beim Bergbau kann es sich darum handeln, durch ein Grundwasser hindurchzugehen, ohne dasselbe quantitativ zu schädigen; eine qualitative Schädigung ist in der Regel ausgeschlossen. Die hierbei zu treffenden Maßnahmen sind Sache des Bergingenieurs, der mittels Senkschächte das Wasserregime nur vorübergehend beeinflusst, oder mittels Bohrschächte, der Luftschleuse (Triger-Verfahren) oder der Gefriermethode ohne Gefährdung das Grundwasser durchteuft. Dem Bergbau werden Vorschriften zu geben sein, welche die Verhinderung von Abbau- u. dgl. Brüchen bis in den Grundwasserträger bezwecken ¹⁾.

Wasserversorgung der Ortschaften.

Obschon der Geologe sich nur um die Auffindung und Beurteilung der Wasserbezugsquelle zu kümmern hat, so wurde es als wünschenswert erkannt, daß er sich auch mit den ersten Vorarbeiten des Ingenieurs, wenigstens im Prinzip, vertraut macht.

Eine der wichtigsten Vorarbeiten des Ingenieurs, die auch vom Geologen besorgt werden kann, ja muß, wenn dieselbe nicht schon getan ist, besteht in der Feststellung der Wassermenge, welche die zu versorgende Stadt benötigt.

Man pflegt für den ersten Voranschlag die Wassermenge in Rechnung zu setzen, welche ein Einwohner, groß und klein, täglich benötigt. In dieser Zahl ist nicht bloß der Wasserbedarf des Menschen für Trinken, Kochen, Baden u. dgl. enthalten, sondern sie umfaßt auch den Bedarf des Viehstandes, der Gärten, Straßen, Springbrunnen, Industrien und Gewerbe usw. Je größer diese Zahl gewählt wird, desto vorteilhafter ist es, da ein großer Wasserverbrauch die Hygiene der Stadt

¹⁾ Th. Wegner, Studien über Grundwasserentziehung im rhein.-westf. Industriegebiet, Glückauf 1916, Nr. 33, 34; K. Kegel, Untersuchungen über Grundwasserstörungen durch den Bergbau, Glückauf 1917, Nr. 17, 18.

erhöht, um so mehr, wenn das Abwasser auch der Kanalisation nutzbar gemacht wird. Doch häufig wird diese Zahl beschränkt einerseits durch die Wassermenge, welche zur Verfügung steht, andererseits durch die Kosten, welche die Beschaffung einer sehr großen Wassermenge erheischen würde. Aus hygienischen, technischen und wirtschaftlichen Gründen ist stets die einheitliche Wasserversorgung anzustreben.

Im allgemeinen werden, unter Berücksichtigung des größten Verbrauchs, der um 40 Proz. höher als der mittlere ist, folgende Zahlen als täglicher Wasserbedarf pro Einwohner angenommen:

Für kleine Orte	50—60 Liter
„ „ Städte	100 „
„ „ Städte mit größerer Industrie	150 „
„ große Städte mindestens	200 „

Ergänzend sei bemerkt, daß in Deutschland in den Jahren 1905 bis 1907 in 52 Städten der mittlere Tagesverbrauch 117,2 Liter war, in Großberlin im Jahresmittel nur 108 Liter, stieg jedoch in Sommertagen bis auf 160 Liter. In Wien¹⁾ schwankte 1917 der Verbrauch zwischen 82 und 127 Liter. Die größeren Städte der Schweiz verbrauchen täglich 200 bis 500 Liter und die sieben größten Städte der Vereinigten Staaten Nordamerikas 500 bis 1000 Liter, kleinere Städte oftmals 400 Liter. München verbrauchte 1912 und 1914 230 Liter, Budapest 1913 210 Liter, der Höchstwert, 307 Liter, fiel im August, der Mindestwert, 170 Liter, im März. Rom hat einen Tagesverbrauch von 495 Liter, hiervon 60 Liter für öffentliche Brunnen.

Sobald einem Gemeinwesen gutes Wasser zugeleitet wird, steigt gegenüber früher der Bedarf ganz bedeutend, besonders dann, wenn früher keine Hausleitungen bestanden haben und der Wasserpreis gering ist.

Werden Wassermesser eingeführt, nachdem das Pauschalssystem einige Zeit bestand, so sinkt der Verbrauch ganz bedeutend. Derselbe ist manchmal im Sommer dreimal größer als im Winter. In vielen Städten in Mitteleuropa zeigte sich der Mindestverbrauch im April etwa um 30 Proz. unter dem Mittel und der Höchstverbrauch im Juni um 45 Proz. über dem Mittel. Während des Tages ist der Verbrauch meist mittags am größten.

In vielen Fällen wird jener gesamte Wasserbedarf in Rechnung gesetzt, welchen die Stadt unter Berücksichtigung der Bevölkerungszunahme nach 33 Jahren benötigt. Diese Zunahme wird auf Grund mehrerer Volkszählungen bestimmt, wobei zu berücksichtigen ist, ob Gründe für eine raschere oder geringere Zunahme als in der Vergangenheit vorliegen. Eine sehr rasche Zunahme kann durch Einverleibung der Nachbarorte oder durch den Aufschwung einer Industrie, einen Eisenbahnbau u. dgl. bedingt sein. Die Beurteilung der wahrscheinlichen Bevölkerungszahl nach 33 Jahren geschieht entweder graphisch oder rechnerisch.

¹⁾ Nach gütiger Mitteilung des Wiener Stadtbauamtes.

Bei der graphischen Methode werden auf der Abszisse die Jahresintervalle aufgetragen, in welchen die Volkszählungen stattfanden. War dies in je 10 Jahren, so wird man in gleichen Entfernungen die Jahre an der Abszisse notieren und einen 3,3 längeren Teilstrich anfügen. Auf den Ordinaten notiert man die jedem Teilstrich der Abszisse entsprechende Bevölkerungszahl in einem frei gewählten Maßstab. Verbindet man die auf jeder Ordinate erhaltenen Punkte miteinander, so erhält man eine Kurve, welche die Zunahme der Bevölkerung darstellt. Verlängert man den mittleren Verlauf oder, je nach Erwägung, das letzte Stück der Kurve, bis sie die Ordinate der zukünftigen 33 Jahre trifft, so erhält man die zu dieser Zeit wahrscheinliche Bevölkerungszahl.

Rechnerisch wird diese auf folgende Weise gefunden. Aus zwei oder mehreren Volkszählungen, wovon E_a die frühere, E_b die letzte und n die Anzahl der dazwischenliegenden Jahre ist, wird der Bevölkerungszuwachs in Prozenten berechnet nach der Gleichung:

$$z = 100 \left(\sqrt[n]{\frac{E_b}{E_a}} - 1 \right).$$

Ist z. B. innerhalb 12 Jahren (n) die Bevölkerungszahl von 4529 (E_a) auf 5491 (E_b) gestiegen, so ist

$$z = 100 \left(\sqrt[12]{\frac{5491}{4529}} - 1 \right) = 1,62 \text{ Proz.}$$

Es fragt sich, wie groß die Bevölkerungszahl E_c nach x Jahren sein wird. Unter Zugrundelegung derselben Formel ist:

$$E_c = \left(1 + \frac{z}{100} \right)^x E_b.$$

Im vorigen Beispiele wären z. B. nach 40 Jahren:

$$E_c = \left(1 + \frac{1,62}{100} \right)^{40} 5491 = 10439 \text{ Einwohner.}$$

Für diese 10439 Einwohner ist die tägliche Wassermenge

$$10439 \times 100 = 1\,043\,900 \text{ Liter}$$

oder in der Sekunde 12,08 Liter.

Alle anderen Vorarbeiten sind planmäßig auf breite Basis zu stellen. Man studiert die bisherige Wasserversorgung und erkundigt sich bei erfahrenen und verlässlichen Einwohnern um die hydrologischen Verhältnisse, wie z. B.: welche Ausdehnung hatte die größte Überschwemmung, wo sind in der näheren und weiteren Umgebung ergiebige Quellen, welche Beobachtungen wurden an ihnen und an Brunnen gemacht u. dgl. Man verschaffe sich meteorologische Beobachtungen aus der Gegend. Auf Grund guter Karten im entsprechend großen Maßstab wird das Gebiet, soweit es in Frage kommt, petrographisch möglichst genau aufgenommen und profiliert; handelt es sich um Quellen, so sind

nicht allein die geotektonischen Verhältnisse (Verwerfungen und Faltungen) festzustellen und in die Karte einzuzeichnen, sondern es ist auch die Zerklüftung der einzelnen Gesteinsarten zu berücksichtigen.

Das Quellwasser verdankt oft gewissen Vorurteilen seine große Beliebtheit. Es wird die nahe und weitere Umgebung abzugehen sein, um zu ermitteln, ob ein ausreichendes Quellensystem vorhanden ist. Da derartige Quellen ergiebige Bäche speisen, so wird man deren Ursprungsgebiete aufsuchen und die Quellenergiebigkeit durch möglichst lange Zeit (siehe S. 182) messen. Ergibt diese ein ganz befriedigendes Resultat, so ist die Frage, abgesehen von jener der Wassergüte und der Kosten, gelöst. Ist die Ergiebigkeit nicht ausreichend, doch immerhin beträchtlich, so wird auf Grund der geologischen Aufnahme zu schließen sein, ob durch Versuchsbaue die Quellenergiebigkeit erhöht werden kann. Diese Versuche wurden in den voranstehenden Abschnitten erwähnt und werden in den meisten Fällen in einem Stollen bestehen, welcher die wasserführende Schicht oder Spalte verfolgt. Aus den ersten entsprechenden Längen kann man mit Wahrscheinlichkeit die notwendige definitive Stollenlänge und daraufhin die Kosten berechnen (S. 183). Die Quelle ist zu reinigen, möglichst gut provisorisch zu fassen und das Wasser wird chemisch-bakteriologisch untersucht.

Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß das Quell- bzw. Bachwasser in seinem weiteren Verlaufe verschiedentlich als Kraft- oder Gebrauchswasser bereits ausgenutzt wird und daß durch den Entzug einer bedeutenderen Wassermenge die erwähnten älteren Interessenten geschädigt werden können, woraus oft große Kosten und lange Prozesse entstehen.

Das Grundwasser begegnet manchmal mit Recht, häufig jedoch mit Unrecht großen Vorurteilen. Aus gut gehaltenen, meist schon vorhandenen Brunnen können Wasserproben genommen und chemisch-bakteriologisch untersucht werden. Bei solchen Brunnen ist die Umgebung zu studieren, um zu ermitteln, ob nicht schädliche Einflüsse vorhanden sind; auf Grund dieser Studien trifft man dann die Auswahl des Probewassers. Solche schädliche Einflüsse sind sowohl die Abfallstoffe, die im Boden versickern, als auch der petrographische Charakter des Wasserträgers und der Decke. Gerölle und Sand aus Quarz und Silicatgesteinen liefern weiches Wasser als jene aus Kalk und Dolomit. Es ist somit eine petrographische Untersuchung und Kartierung samt Profilierung des Wasserträgers und der Decke notwendig. Hat man sich in dem Gebiete durch die Untersuchung der vorhandenen Brunnen und des Wasserträgers orientiert, so werden die Hydroisohypsen auf Grund von Kataster- oder Flurkarten aufgenommen; reichen hierfür die vorhandenen Brunnen nicht aus, so werden diese durch Bohrlöcher oder Abessinierbrunnen ergänzt. Die Schwankung des Grundwasserspiegels wird beobachtet und darüber werden auch verlässliche Mitteilungen über die vorhandenen Brunnen eingezogen. Man hat zu entscheiden,

ob das Grundwasser den Becken-, Urstrom- oder Inseltypus zeigt. — In der Karte werden auch die auf die Güte des Wassers bezüglichen Beobachtungen notiert, wenn notwendig, werden die Linien gleicher Härte, gleichen Eisen- oder Mangangehaltes eingezeichnet.

Versuchsbohrungen haben in sogenannten Trockentälern und in ebenen Talböden Hoffnung auf guten Erfolg; man berücksichtige besonders den Talweg (siehe S. 72).

Auf Grund dieser Vorarbeiten entscheidet man sich für den Ort des Versuchsbrunnens, welcher voraussichtlich auch jenem der definitiven Anlage oder deren Nähe entsprechen soll. Es sei hier zusammenfassend erwähnt, daß der oder die Brunnen für die definitive Entnahme des Grundwassers dorthin zu legen sind, wo die Probebrunnen bzw. Bohrlöcher (Beobachtungsrohre) den porenreichsten Wasserträger (groben Sand, Kies, Schotter) in großer regelmäßiger Ausdehnung zeigen, wo ein Grundwasserfall (nahe Hydroisohypsen) ist, und wo das reinste Wasser fließt, was, wie bereits erläutert, oft schon aus dem petrographischen Charakter des Grundwasserträgers vermutet werden kann, jedoch durch die chemisch-mikroskopische Analyse vollständig ausreichend bestätigt werden muß. Es soll keine Entscheidung getroffen, ja es sollen die weiteren Versuche nicht begonnen werden, solange man über die voranstehenden Fragen nicht vollständig im klaren ist. Man lasse sich zu keinem entscheidenden Urteil drängen, bevor nicht alle notwendigen Voruntersuchungen gründlich beendet sind. Ist die Wasserversorgung sowohl aus Quellen als auch aus Grundwasser möglich, so beleuchte man für jede die Vor- und Nachteile und überlasse die weitere Arbeit dem Hydrotechniker, der ja auch die wichtige finanzielle Seite der Projekte festzustellen hat. Man denke auch an die Zukunft und erwäge die spätere Erweiterungsmöglichkeit der einen und der anderen Anlage, was auch für die frühzeitige Erwerbung von Gerechtsamen von Wichtigkeit sein kann.

Die Beobachtungen an dem Versuchsbrunnen sollen bei niedrigstem Spiegelstand, bei uns meist im Spätherbst, vorgenommen werden. Die Wasserhebung geschieht gewöhnlich durch von einer Lokomobile angetriebene Zentrifugalpumpen, die Wassermessung mittels Überlaufs, oft mit automatischer Registrierung versehen. Das gehobene Wasser ist weithin abzuleiten, und der Pumpversuch wird mindestens durch vier Wochen fortgesetzt. Es wird der Wasserspiegel im Versuchsschacht bedeutend abgesenkt und der Pumpengang derart geregelt, daß der Spiegel nur innerhalb geringer Grenzen schwankt. Die Wassermenge wird gemessen, und in den den Brunnen umgebenden Beobachtungsrohren oder Brunnen werden die Wasserstände bestimmt, wodurch man die Elemente zur Berechnung der Ergiebigkeit für den definitiven Brunnen erhält.

Die definitive Wasserentnahme kann auch durch einen Stollen erfolgen, welcher den Versuchsschacht unterfährt. Der Stollen hat den

großen Vorteil, daß die Kosten der Anlage und des Betriebes der Pumpen entfallen; er empfiehlt sich dort, wo das Grundwasser nicht sehr tief liegt und das Gelände ein starkes Gefälle hat.

Die Versorgung mittels Grundwasser wird die Ausdehnung des Senktrichters wegen der unmittelbaren Beeinflussung der nachbarlichen Brunnen zu berücksichtigen haben. Findet eine bedeutende Wasserentnahme in einem relativ schmalen Grundwasserstrom statt, so kann dadurch der gesamte Spiegel gesenkt werden, wodurch die weiter abwärts liegenden Brunnen beeinträchtigt würden.

Beim artesischen Wasser ist ein eingehendes Studium und eine genaue Kartierung der geologischen Verhältnisse, mit besonderer Rücksicht auf die Störungen (Verwerfungen, Faltungen), auch an Profilen erläutert, notwendig. Es sind von den artesischen Quellen sowie von den Brunnen möglichst viele Einzelheiten über Sprunghöhe, Ergiebigkeit, Wassergüte, geologische Profile, Einwirkung auf andere Brunnen kritisch zu sammeln. Vom Sickergebiet ist seine Ausdehnung und seine petrographische Zusammensetzung zu bestimmen.

Die Wasserversorgung mittels Zisternen, Talsperren und aus Seen gehört nicht zur Hydrologie des Untergrundes; sie seien aus technischen Gründen hier in Erinnerung gebracht.

Verlag von FRIEDR. VIEWEG & SOHN in Braunschweig.

Hans Höfer von Heimhalt:

Dr. mont. h. c.

Die Verwerfungen (Paraklase, exokinetische Spalten) für Geologen, Bergingenieure und Geographen.

Mit 95 Abbildungen. XII, 128 S. gr. 8°. 1917. Mk. 5,60.

„Eine Schrift, wie die angezeigte, die in übersichtlicher zugleich kritischer Form unsere derzeitigen Kenntnisse von den Verwerfungen zur Darstellung bringt und die von einem Verfasser herrührt, der als Geologe in 40-jähriger Tätigkeit stets enge Beziehungen zum Bergbau unterhalten hat, muß als wertvolle und wesentliche Bereicherung der Literatur willkommen geheißen werden.“

Glückauf 1917, Seite 791.

Anleitung zum geolog. Beobachten, Kartieren und Profilieren.

Mit 26 Abbildungen. IX, 82 S. Taschenformat. 1915. Geb. Mk. 2,80.

„Dieses treffliche Büchlein, das zu den besten seiner Art gehört, ist aus einer mehr als 40-jährigen Praxis hervorgegangen und wird als „Taschenbuch“ nicht nur dem im Felde arbeitenden jüngeren Geologen, für den es in erster Linie bestimmt ist, sondern auch dem Geographen wertvolle Fingerzeige geben. In sehr dankenswerter Weise wird zunächst eingehend die Ausrüstung des Geologen und die Technik der geologischen Begehung beschrieben. Besonders wertvoll ist der Hinweis auf den Karteninhalt, der mit Rücksicht auf den Zweck des Buches in der Form von Schlagworten erfolgt... Sehr nützlich ist auch die Anleitung zur Fertigstellung der Karten, Profile und des Berichtes. Das Schlußkapitel ist der agrogeologischen Aufnahme und Kartierung gewidmet.“

Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1917, Nr. 9/10.

Das Wasser Vorkommen in der Natur.

Chemische Beschaffenheit und Untersuchungsmethoden in physikalischer, chemischer, bakteriologischer und biologischer Hinsicht.

Verwendung für gewerbliche Zwecke. Wasserversorgung und Entwässerung von Städten. Selbstreinigung der Gewässer.

Abwässer und ihre Reinigung. Mineralwässer

In Verbindung mit

G. Anklam, P. Borinski, A. Luerssen, B. Proskauer, A. Reich, G. Schikorra, C. Weigelt

herausgegeben von

Dr. H. BUNTE

Geheimer Rat, Professor an der Technischen Hochschule Karlsruhe.

Mit über 450 Abbildungen. 80 Bogen. kl. 4°. Preis geb. Mk 28,—.

(Zugleich als XI. Band von Muspratts enzyklopäd. Handbuch der Techn. Chemie erschienen.)

Die Preise erhöhen sich um den Teuerungszuschlag.

Verlag von FRIEDR. VIEWEG & SOHN in Braunschweig.

Wie sind geologische Karten und Profile zu verstehen und praktisch zu verwerten?

Von Professor Dr. **Fr. Schöndorf** (Kgl. Technische Hochschule in Hannover). Mit 61 Abbildungen. VII, 81 Seiten. Taschenformat. 1916. In biegsamem Leinenbände Mk. 3,—.

„Dieses handliche Büchlein führt vortrefflich in das tiefere Verständnis geologischer Karten und Profile ein und gibt zugleich ausgezeichnete Fingerzeige für die praktische Verwertbarkeit. . . . Mit kurzen Worten wird auch der Beziehungen zwischen Geologie und Geographie gedacht.“

Prof. Dr. K. Sapper in Geograph. Zeitschr., 1916, Heft 11.

Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide.

Von Dr. **J. Stoller**, Bezirksgeologe in Berlin. Mit 8 Karten und 38 Textfiguren. X, 168 S. Taschenformat. 1918. Geb. Mk. 6,70.

Stoller, ein gründlicher Kenner des Gebiets, will in allgemeinverständlicher Weise die der Landschaft eigentümlichen geologischen und morphologischen Erscheinungsformen schildern und dem Verständnis des aufmerksamen und nachdenklichen Beobachters nahebringen. Der 1. Teil ist als praktische Einführung in das Verständnis des Diluviums gedacht an dem besonders geeigneten Beispiel der weiteren Umgebung Lüneburgs; im zweiten werden einige kurze, zusammenfassende Charakteristiken einzelner Landstriche gegeben, gleichsam als Winke, die dem aufmerksamen, durch die vorausgegangenen Wanderungen vorbereiteten Beobachter die geologisch-morphologische Deutung der Gegenden erleichtern sollen. Als Einleitung ist eine kurze Übersicht über das Diluvium Nordeuropas vorausgeschickt.“

Literaturbericht zum Geogr. Anzeiger, 1918, Heft 1/2.

„Jedenfalls kann man von dem Buche sagen, daß es in jeder Hinsicht seine Zwecke erfüllen dürfte. Als zuverlässiger und anregender Begleiter führt uns Stoller durch einen von jenen Landstrichen, die jedem Deutschen eine Sehnsucht bedeuten.“

Prof. Bastian Schmid, München (Monatsbl. f. d. naturw. Unterricht 1918, Seite 523).

Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.

Von Dr. **Alfred Wegener**, Priv.-Doz. der Meteorologie, prakt. Astronomie und Kosmischen Physik an der Universität Marburg i. H. (Sammlung Vieweg, Heft 23.) Mit 20 Abbildungen. V, 94 Seiten. gr. 8°. 1915. Mk. 3,20.

„Wegener zeigt, daß seine Hypothese verschiedene Tatsachen aus der Morphologie der Kontinente, der Geologie, der Zoo- und Phytogeographie usw. sehr gut erklärt. Die Klarheit und Eleganz des Stiles machen die Lektüre des Wegener'schen Buches sehr angenehm.“

Naturwissenschaften 1916, Heft 2.

Geologischer Bau und Landschaftsbild.

Von Dr. **Karl Sapper**, Professor der Geographie an der Universität Straßburg. (Die Wissenschaft, Bd. 61.) Mit 16 Abbildungen. VII, 208 Seiten. 8°. 1917. Mk. 7,20, gebunden Mk. 8,60.

„Bei bescheidenem Umfang enthält dieses kaum fingerdicke Buch einen ungewöhnlich reichen Stoff, den es außerdem in meisterhafter Form gestaltet. Um deswillen gehört es zweifellos zu den wenigen Neuerscheinungen, die aufmerksam beachtet und fleißig ausgeschöpft sein wollen. Selten hat mir ein fachwissenschaftliches Werk von der ersten bis zur letzten Seite solch hohen, unausgesetzten Genuß bereitet. Erst las ich es in einem Zuge durch. Dann habe ich mich eine Woche lang kritisch und exerzierend so gut wie ausschließlich damit beschäftigt. Bei diesem Tun erlebte ich so viel geistige Freude, daß ich hier von dem reden muß, des das Herz voll ist. Verfasser kann Jedem, dem seine wissenschaftliche und methodische Fortbildung in Erdkunde am Herzen liegt, versichern, daß ihm Sappers Werk in beider Richtung erheblichen Gewinn bescheren wird.“

Dr. Franz Schnaß in Die Lehrerfortbildung 1919, Heft 4.

Die Preise erhöhen sich um den Teuerungszuschlag.