

**Hydro-geochemische Untersuchungen
zum System Niederschlag – Boden – Grundwasser
im Grundgebirge des Bayerischen Waldes**

Christine Vornehm

Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

Eingereicht am 09. September 2004
Tag der mündlichen Prüfung: 23. März 2005

Erstgutachter: Prof. Dr. S. Wohnlich
Zweitgutachter: Prof. Dr. O. Baume

»Die Weisen erfreuen sich am Wasser«

(Konfuzius)

Kurzfassung

Im Rahmen des Projektes LOWRGREP (Landscape-use Optimisation With Regards of the Groundwater Resources Protection in the mountain hard rock areas; Projekt No. EVK1-1999-00040, 5. EU-Rahmenprogramm), dem die Untersuchungen dieser Arbeit angegliedert sind, wurden die Grundwasserverhältnisse in kristallinen Festgesteinsgebieten im Hinblick auf ihre geogene und anthropogene Beeinflussung untersucht. Das Untersuchungsgebiet rund um den Großen Arber im Bayerischen Wald ist gekennzeichnet durch ausgedehnte Waldgebiete mit vielfältigen anthropogenen Nutzungen (Land- und Forstwirtschaft, Tourismus, ehemaliger Bergbau) bei weitgehend einheitlichem geologischen Ausgangsgestein (Gneise und Granite). Chemische Analysen an Niederschlags- und Grundwasser sowie Laborversuche an Bodenproben wurden durchgeführt, um die hydro-geochemischen Prozesse und Einflussfaktoren im System Niederschlag – Boden – Grundwasser zu charakterisieren.

Der pH-Wert des Niederschlagswasser liegt heute im Bereich der natürlichen Schwankungen in Europa (4,3 – 5,8 pH-Einheiten). Durch den Rückgang der Schwefelemissionen in den letzten Jahrzehnten bilden die Stickstoffkomponenten heute die wichtigsten Inhaltsstoffe des Regenwassers. Über dem basenarmen Ausgangsgestein sind saure Braunerden ausgebildet, die in den Hochlagen zunehmend Podsolierungs-Erscheinungen zeigen. In etwa 40 cm Tiefe wird eine verfestigte Schicht aus pleistozänem Solifluktuations-Schutt beobachtet, die tiefere Schichten vor Auswaschung schützt. Da sie nicht kontinuierlich ausgebildet ist, ist eine Perkolations dennoch möglich. Während die Böden der Hochlagen flachgründig und von blockigem Substrat sind, werden in den Tallagen, die meist an geologische Störungszonen gebunden sind, tiefgründigere Böden mit feinerem Substrat beobachtet, das eine größere Pufferkapazität aufweist.

Neben den typischen Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wassertypen treten auch von Alkalimetallionen dominierte Wassertypen auf. Generell sind die Wässer gering mineralisiert ($< 80 \mu\text{S}/\text{cm}$) und mäßig sauer (pH-Wert 5,0 – 6,5). In tieferen Lagen, wo ein größeres Reservoir durch Akkumulationsprozesse und ein längerer Sickerweg zur Verfügung stehen, sind die Wässer höher mineralisiert (40 – 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Durch die Differenzierung des atmosphärischen Eintrags mit der Geländehöhe entsteht eine Zonierung von Boden und Grundwasser. Dabei werden in den Hochlagen ($> 1000 \text{ m ü. NN}$) Podsole und Nitrat-Wässer beobachtet. In den tieferen Lagen (bis 800 m ü. NN) kommen Braunerden und HCO_3 -Wässer vor. Dazwischen ist ein Übergangsbereich ausgebildet. Im Einflussbereich von Sulfidvererzungen und höherem Sulfidgehalt im Ausgangsgestein kommen Sulfat-Wässer vor. Der Einfluss von anthropogenen Stoffeinträgen zeigt sich deutlich an einer Abweichung von dieser Zonierung. Der SiO_2 -Gehalt des Grundwassers hat sich als guter Indikator für den Anteil von Niederschlagswasser erwiesen, da dieses keine nennenswerten Gehalte an gelöster Kieselsäure enthält. Ein hoher Gehalt an Kieselsäure weist somit auf eine längere Kontaktzeit mit dem Gestein hin. Dies wird auch im Jahresgang des Kieselsäuregehalts deutlich, der ein Minimum zur Zeit der Schneeschmelze und ein Maximum zur Zeit des Schüttungs-Minimums aufweist.

Die Gefahr der Freisetzung von Metallen, die an tiefe pH-Werte gebunden sind, ist in den Höhenlagen am größten. Durch sequentielle Extraktionen aus dem Bodenmaterial konnten die Metalle Kupfer, Cadmium und Blei als mobile Schwermetalle eingestuft werden. In der Höhenlage wurden im Grundwasser vermehrt Spuren von Aluminium, Cadmium, Cobalt und Chrom gefunden. Kupfer, Arsen, Blei und Nickel treten unabhängig von der Höhenlage in fast allen Messstellen im Spurenbereich auf.

Im ehemaligen Sulfidbergwerk am Silberberg werden stark saure, metallhaltige Grubenwässer beobachtet. Beim Kontakt mit sauerstoffhaltigem, weniger saurem Grundwasser kommt es zur Ausfällung von Eisen-Oxiden, an die auch andere Metalle gebunden sind. Im Bereich der ehemaligen Abraumhalden und Aufbereitungsstätten führten anthropogene Eingriffe zur Remobilisierung von bereits fixierten Metallen, die in den sauren Böden der Umgebung nicht festgelegt werden können und somit umwelt-geochemisch relevant werden. Charakteristisch sind hierbei vor allem die Metalle Zink, Kupfer, Cadmium und Cobalt.

Extended Abstract

This work is part of the European project LOWRGREP (Landscape-use Optimisation With Regards of the Groundwater Resources Protection in the mountain hard rock areas; project No. EVK1-1999-00040, EC 5th framework program), which aims to study the natural and anthropogenic influence on groundwater in crystalline hard rock areas. The investigation area in the surroundings of the mountain site "Großer Arber" (1456 m a. s. l.) in the Bavarian Forest is characterised by large forest areas and a variety of anthropogenic activities (agriculture and forestry, tourism, former mining activities) in a mostly homogenous geologic situation (gneiss area). A great number of chemical analyses on rainwater and groundwater as well as laboratory experiments on soil samples have been conducted to characterise the influencing factors on the system precipitation – soil – groundwater.

The investigations have shown that the pH of rainwater (4,3–5,8 pH units) today lies in the range of natural fluctuation that can be expected in Europe. Concerning the dissolved ions, the continental compounds SO_4^{2-} , NO_3^- and NH_4^+ hold the major share. Due to the reduction of anthropogenic emissions of sulphur-compounds in the last decades, the N-compounds are predominant today. In the morphologic higher regions a greater atmospheric deposition is observed due to the higher amount of precipitation (1444 mm/a at Großer Arber) and the frequent occurrence of fog.

On the base-poor gneisses mostly acidic braunerde-soils with signs of podzolisation are developed. On the highland-plateaus, over periglacial solifluction debris, podzol soils can be found. The coniferous vegetation and the cold climate lead to a poor biological activity and thus advance the development of weakly decomposed organic horizons and acidic seepage water. Due to intensive weathering the soils are depleted of base cations (Ca^{2+} , Na^+ , K^+). The relative enrichment of quartz, Al_2O_3 -rich and Si-poor weathering products like kaolinite and gibbsite as well as the accumulation of iron oxides and heavy minerals (Ti, Zr, Mn, Ba) prove the late stage of soil development. Due to the small amount of expandable clay minerals and the acidic soil reaction the cation exchange capacity generally is low. In the organic surface layer it is a little bit higher because of the great amount of exchange places on humic material. The occupation of the exchange places differs strongly because of the heterogeneity of the soil material. The saturation with base cations increases in the lower mineral soil. The reaction of the organic surface layer and the upper mineral soil is strongly acidic (pH < 4,0). In the lower mineral soil (until 70 cm depth) it rises up to 4,8 pH units. The solidified solifluction debris, that has been found in 40 cm depth in the morphologic higher regions (> 1100 m a. s. l.) causes a lateral drainage of seepage water and protects the deeper soil from weathering and leaching. However, percolation through the soil is possible, since the dense layer is not continuous. Nitrate is leached especially from the soils in the higher elevated areas. Its origin can be found in the high atmospheric deposition of N-compounds. In the lower mineral soil high amounts of sulphate are leached. Its source probably is former high atmospheric deposition of S-compounds. This suggests a retardation of the leaching of atmospheric input from soils. In morphologic lower areas and in the mylonite zone of the Böbrach area bicarbonate and alkaline earth cations can be leached, accompanied by a higher pH value. This shows the higher buffering capacity in these soils. The greatest buffering capacity can be found in gneiss debris. Sequential extraction experiments have shown that the metals Cd and Cu can easily be mobilised in the soils, especially by acidic treatment like the release of snowmelt water. Fe and Al can be mobilised by microbiological decomposition. The other investigated metals and trace elements (As, Co, Cr, Ni, Mn, Pb, Zn) are mostly bound on iron oxides and thus fixed more strongly.

On its way through the soil column to the groundwater the precipitation water gets enriched above all with earth alkaline cations and bicarbonate but still remains low mineralised (< 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$). The pH-value of groundwater mostly ranges between 5,0 and 6,5 pH units. In higher elevated areas during the snowmelt season and in water from wetlands that contain a great amount of humic acids, lower pH values can be observed occasionally. Depending on the geological situation and in combination with ion exchange processes the cation composition in groundwater can change from earth alkaline to alkaline. In the higher elevated areas the influence of atmospheric input of N-compounds can be observed in groundwater as well, by a domination of nitrate in the anion composition. Water with sulphate domination is bound to ore depo-

sits or areas with a higher content of ore minerals in the gneisses. Four major types of water can be found:

- (1) Ca-Mg-HCO₃-NO₃-type: region of Bodenmais/Arber mountain range in lower elevated areas
- (1a) Ca-Mg-HCO₃-SO₄-type: reduced HCO₃-NO₃-type from wetlands
- (2) Ca-Mg-NO₃-(HCO₃)-type with increasing importance of NO₃-SO₄: higher elevated areas of the Arber mountain range
- (3) Na-Ca-HCO₃-type: region of Böbrach (mylonite zone); valleys
- (4) Mg-Ca-(HCO₃)-SO₄-type: in vicinity of ore deposits/higher sulphide content in gneisses

Between the different types a continuous transition is given due to mixing processes in the catchment area. At low pH values, which primarily occur in the higher elevated areas, the metals Al, Cd, Co and Cr can be found in small quantities. Iron is bound to a low oxygen concentration in wetland areas. As, Cu, Ni and Pb can be found in traces in nearly all waters and show no dependence on the elevation above sea level.

The groundwater of the near-surface aquifer strongly depends on the characteristics of the soil, whereas the influence of the geochemical composition is of minor importance. The different input of atmospheric deposition with the elevation above sea level causes a zoning of soil and groundwater:

Soil zone	groundwater zone	elevation a. s. l.
Braunerde soils	HCO ₃ -type	< 700 – 800 m a. s. l.
Podsolized braunerde soils	HCO ₃ -NO ₃ -type	700/800 – 1000/1100 m a. s. l.
Podsole	NO ₃ -SO ₄ -type	> 1000/1100 m a. s. l.

Whereas the cation composition of groundwater mostly is determined by the geologic situation, the influence of anthropogenic activities on water quality is shown in a discrepancy of the dominating anion from the groundwater zoning (not concerning anthropogenic influence on atmospheric deposition).

The groundwater recharge primarily takes place in the higher elevated areas. The buffering of the acidic precipitation water is most effective in zones of infiltration below the solidified solifluction layer, in vast slope debris zones or areas with gneiss debris. In lower situated areas a greater reservoir and longer seepage pathways can be found due to accumulation processes and finer grained substrates. In tectonically altered regions an infiltration of water from the fissured aquifer underneath is possible. The concentration of dissolved silica acid has found to be a good indicator for the share of precipitation water in groundwater and for the contact time with the aquifer material respectively. Groundwater with a low content of silica acid (SiO₂ < 7 mg/L) is strongly imprinted by precipitation water, which does not contain significant amounts of SiO₂ itself. These waters are bound to the higher elevated areas. Waters with a higher content of silica acid are determined by a longer contact time with the aquifer material and occur in lower areas.

In vicinity of the ore deposit at the mountain site "Silberberg" a higher mineralisation of groundwater and surface water has been observed. Due to the mining of sulphide ores over centuries until the closing of the mine in 1962, vast areas of tailing dumps have been deposited. They still contain remainders of the ores and are characterised by the metals Fe, Al, Zn, Pb and Cu. Leaching experiments show a domination of sulphate in the anion and of K⁺ in the cation composition. The metals Zn and Cu are leached in higher quantities whereas Fe and Al are of minor importance. The investigation of the metal bindings show that Fe, Zn, Cu, Pb, Cd and Co can be extracted, but are strongly fixed on iron oxides. Due to the acidic reaction of the tailing material by oxidation processes of the remaining ores, a mobilisation of these metals is yet possible. Inside the mine acidic drainage waters (pH 2,5– 3,0) of a Fe-SO₄-watertype can be found. They also contain higher amounts of Mg, Al, Zn, Cu and a broad range of metals in traces. Along the flowpath and by mixing of mine water with groundwater and seepage water a change in the pe-pH-conditions takes place and leads to a precipitation of iron as Fe(OH)₃. A variety of other metals are co-precipitated with the iron oxides. The groundwater in vicinity of the ore deposit is of the Mg-Ca-HCO₃-SO₄-type. In addition to the metals Cu and Ni, which can be found in other groundwater of the region as well, it contains small amounts of Co, Cd and Cr, which clearly points to the influence of the ores. In the area around the former mine the waters are influenced by the geologic situation and the anthropogenic changes of the ore deposits and its surroundings. The hydro-geochemical situation can be easily disturbed by human activity, especially in the tailings area, which can lead to a remobilisation of already fixed metals.

Résumé étendu

Dans le cadre du projet européen LOWRGREP (Landscape-use Optimisation With Regards of the Ground-water Resources Protection in the mountain hard rock areas; projet No. EVK1-1999-00040, EC 5th framework program), auquel les investigations de ce travail ont été associées, a été étudiée l'influence de l'environnement et de l'homme sur les eaux souterraines dans les roches cristallines. La région d'étude autour de la montagne « Großer Arber » (1456 m au-dessus du niveau de la mer) en Forêt Bavaroise est caractérisée par de vastes forêts et une grande diversité d'activités humaines (agriculture et sylviculture, tourisme, exploitation des mines maintenant abandonnées), dans un environnement géologique relativement homogène (gneiss). Un grand nombre d'analyses chimiques des eaux de pluie et d'eau souterraine de même que des expériences en laboratoire sur des échantillons de sol ont été effectués pour caractériser les facteurs qui influent sur le système précipitations – sols – eaux souterraines.

Les investigations ont montré que le pH de l'eau de pluie (4,3–5,8) aujourd'hui se trouve dans la gamme des fluctuations naturelles que l'on peut attendre en Europe. Concernant les ions dissous, les composants de source continentale, SO_4^{2-} , NO_3^- et NH_4^+ , sont prédominants. A cause de la réduction des émissions anthropiques des composés de soufre au cours des dernières décennies, les composés d'azote sont actuellement prépondérants. Dans les régions plus élevées un dépôt atmosphérique plus important peut être attribué à une pluviométrie plus grande (1444 mm/an sur le « Großer Arber ») ainsi qu'à l'augmentation des épisodes de brouillard.

Les terrains de gneiss pauvres en bases, ont développé des sols bruns acides montrant des signes de podzolisation. Sur les hauts plateaux, composés de débris périglaciaires de solifluxion, se sont formés des podzols. La végétation de conifères et le climat froid entraînent une diminution de l'activité biologique, favorisant la formation de matière humique incomplètement décomposée et des eaux de percolation acides. Les sols sont appauvris en cations basiques à cause de processus de lessivage intense. L'enrichissement relatif du quartz et des produits de décomposition riches en Al_2O_3 et pauvres en silice, comme la kaolinite et la gibbsite, de même que l'accumulation des oxydes de fer et des minéraux lourds (Ti, Zr, Mn, Ba) sont la preuve d'une pédogénèse avancée et ancienne. Le terrain pauvre en argiles gonflantes, ainsi que la réaction acide du sol, entraînent la faiblesse de la capacité d'échange de cations. Dans l'humus, elle est un peu plus élevée grâce à la présence plus importante des sites d'échange de la matière organique. L'occupation des sites d'échange est très variable à cause de l'hétérogénéité de la matière du sol. La saturation avec les cations basiques augmente au niveau du sol minéral plus profond. La réaction chimique de l'humus et des premiers horizons du sol minéral est fortement acide ($\text{pH} < 4,0$), à la différence des horizons plus profonds (jusqu'à 70 cm de profondeur) où le pH atteint 4,8. Les débris de solifluxion solidifiés, que l'on trouve à 40 cm de profondeur dans les zones d'altitude (> 1100 m) entraînent un drainage latéral d'eau d'infiltration et protègent le sol plus profond de la décomposition et du lessivage. Une infiltration au-dessous de cette couche est pourtant possible car il ne s'agit pas d'un niveau continu. L'azote du sol est perdu par lessivage, en particulier en altitude. Il trouve son origine dans le dépôt atmosphérique d'azote plus important. Dans le sol plus profond, le soufre peut être exporté en plus grandes quantités. Ce fait peut être mis en relation avec les taux de dépôts atmosphériques des composés de soufre plus importants des périodes passées. Cela évoque le retard de l'exportation des dépôts atmosphériques des sols. Dans les régions moins élevées et dans la zone à mylonite près de Böbrach, du bicarbonate et des cations alcalino-terreux sont lessivés, accompagnés des valeurs de pH plus élevées, traduisant le pouvoir tampon plus important dans ces sols. La capacité tampon la plus forte peut être trouvée dans le débris de gneiss. Des expériences d'extraction séquentielle ont montré que les métaux Cd et Cu peuvent être mobilisés facilement dans ces sols, notamment lors d'épisodes acides, provoqués par l'eau de fonte de neige par exemple. Fe et Al peuvent être mobilisés par décomposition microbienne. Les autres métaux et éléments trace analysés (As, Co, Cr, Ni, Mn, Pb, Zn) sont fixés aux oxydes de fer ce qui traduit des liaisons plus fortes.

Au passage de la colonne de sol jusqu'à la nappe phréatique l'eau de précipitation s'enrichit surtout en cations alcalino-terreux et en bicarbonate mais reste faiblement minéralisée ($< 80 \mu\text{S/cm}$). Le pH de l'eau souterraine varie pour l'essentiel entre 5,0 et 6,5. En altitude, lors de la fonte de neige, et dans les zones humides riches en acides humiques, des valeurs de pH plus faibles peuvent être rencontrées occasionnellement. En lien avec le contexte géologique et en combinaison avec les processus d'échange d'ions, la composition des cations peut passer d'une domination des cations alcalino-terreux à une domination des

cations alcalins. En altitude, l'influence du dépôt atmosphérique d'azote, peut entraîner une domination du nitrate dans la composition des anions. Le sulfate dominant correspond aux gisements de minerai ou à un contenu des minéraux sulfureux plus importants dans le gneiss. Dans la zone d'étude, on trouve quatre types d'eau :

- (1) type Ca-Mg-HCO₃-NO₃: région de Bodenmais/chaîne de l'Arber dans les niveaux inférieurs
- (1a) type Ca-Mg-HCO₃-SO₄: type Ca-Mg-HCO₃-NO₃ réduit, d'origine des marécages
- (2) type Ca-Mg-NO₃-(HCO₃): importance croissante de NO₃-SO₄, niveaux supérieurs chaîne de l'Arber
- (3) type Na-Ca-HCO₃: région de Böbrach (zone de mylonite); vallées
- (4) type Mg-Ca-(HCO₃)-SO₄: alentours des gisements de minerai/contenu de sulfures élevé dans gneiss

Entre les différents types, il existe une transition continue, résultant des processus de mélange au sein du bassin versant. A la faveur des valeurs de pH basses, comme on les trouve surtout dans les hauteurs, les métaux en solution Al, Cd, Co et Cr peuvent être observés en petite quantité. La présence de fer est liée aux zones marécageuses pauvres en oxygène. As, Cu, Ni et Pb peuvent se trouver en traces pratiquement dans toutes les eaux et ne montrent pas de lien avec l'altitude. L'eau de la nappe superficielle dépend fortement des caractéristiques du sol, tandis que l'influence de la composition géochimique est moindre. Le dépôt atmosphérique, lié à l'altitude, occasionne des zones du sol et de l'eau souterraine :

Zone du sol	Zone d'eau souterraine	altitude
Sol brun	type HCO ₃	< 700 – 800 m
Sol brun podzolisé	type HCO ₃ -NO ₃	700/800 – 1000/1100 m
Podzol	type NO ₃ -SO ₄	> 1000/1100 m

Tandis que la composition des cations dans l'eau souterraine est pour l'essentiel déterminée par le contexte géologique, l'influence des activités humaines sur la qualité de l'eau se montre par une irrégularité de l'anion dominant de la zonation (en mettant de côté le dépôt atmosphérique anthropique). Le recharge de la nappe souterraine se fait surtout en altitude. La neutralisation de l'eau de précipitation acide se fait effectivement par infiltration sous la couche de solifluxion solidifiée, dans les zones à débris de pente important ou dans les zones à débris de gneiss. Dans les zones plus basses, l'accumulation et le substrat à grain plus fin occasionnent un réservoir plus vaste et un parcours d'infiltration plus long. Dans les régions avec des altérations tectoniques une mélange avec de l'eau de l'aquifère fissuré plus profond est possible. La concentration en silice dissoute apparaît comme un bon indicateur pour repérer la part de l'eau de pluie dans l'eau souterraine et pour estimer le temps de contact avec le matériau de l'aquifère. De l'eau souterraine pauvre en silice dissoute (SiO₂ < 7 mg/L) indique une contribution importante de l'eau de pluie, laquelle est naturellement très pauvre en silice dissoute. Ces eaux se trouvent généralement en altitude. L'eau plus riche en SiO₂ traduit un temps de contact plus long et se retrouve dans les zones plus basses.

Aux alentours du gisement de minerai du « Silberberg » une minéralisation plus importante de l'eau souterraine et de l'eau de surface ont été observées. En conséquence de l'exploitation des minerais de sulfures pendant des siècles jusqu'à la fermeture de la mine en 1962, des vastes volumes de stérile ont été déposés. Ces stériles contiennent des résidus de minerai et sont caractérisés par les métaux Fe, Al, Zn, Pb et Cu. Des essais de lessivage montrent la présence en quantité dominante du sulfate dans les anions et du potassium parmi les cations. Les métaux Zn et Cu sont lessivés en grande quantité, Fe et Al en quantité moindre. L'étude de la fixation des différents métaux montre que Fe, Zn, Cu, Pb, Cd et Co peuvent être extraits, mais qu'ils sont fixés solidement aux oxydes de fer. Concernant la réaction acide des rejets, causée par des processus d'oxydation des minerais résiduels, une mobilisation de ces métaux est pourtant possible. A l'intérieur de la mine, de l'eau de drainage acide (pH 2,5 – 3,0) du type Fe-SO₄ peut être trouvée. Elle contient des quantités élevées de Mg, Al, Zn, Cu et une grande variété de métaux en traces. Au cours de l'infiltration et par des processus de mélange avec l'eau souterraine et de l'eau d'infiltration, un changement des conditions Eh(pe)-pH s'effectue. L'augmentation du pH en particulier entraîne une précipitation du fer sous forme Fe(OH)₃. Une variété d'autres métaux coprecipitent avec les oxydes de fer. L'eau souterraine au voisinage du gisement est de type Mg-Ca-HCO₃-SO₄. En plus de Cu et Ni, qui peuvent aussi se trouver dans d'autres eaux souterraines de la région, elle contient des petites quantités de Co, Cd et Cr, qui indiquent clairement l'influence du minerai. Près de l'ancienne mine, une influence complexe sur les eaux résulte du contexte géologique, ainsi que du changement apporté par l'homme au gisement et son voisinage. La situation hydro-géochimique peut être perturbée par l'activité humaine, notamment dans l'aire de stockage des stériles et peut conduire alors à une remobilisation des métaux déjà fixés.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	III
Extended Abstract	IV
Résumé étendu	VI
Inhaltsverzeichnis	VIII
Tabellenverzeichnis	X
Abbildungsverzeichnis	XI
Anhangsverzeichnis	XIII
Dank	XIV
1 Einleitung	1
2 Zielsetzung	2
3 Untersuchungsgebiet	3
3.1 Physisch-geographischer Überblick	3
3.1.1 Lage des Untersuchungsgebietes	3
3.1.2 Landnutzung und Naturschutz	5
3.1.3 Klimatische Verhältnisse	7
3.2 Geologischer Überblick	11
3.2.1 Geologischer Aufbau und Entstehungsgeschichte	11
3.2.2 Gesteine und ihre Zusammensetzung	14
3.3 Hydrogeologie und Wasserhaushalt	15
3.3.1 Hydrogeologie	15
3.3.2 Wasserbilanz	18
3.3.3 Grundwasserneubildung	24
3.4 Verwitterung und Bodenentwicklung	27
3.4.1 Verwitterung der Silikatgesteine	27
3.4.2 Bodenentwicklung über Silikatgestein	30
3.4.3 Die Böden im Untersuchungsgebiet	32
4 Methoden	36
4.1 Wasseruntersuchungen	36
4.2 Bodenuntersuchungen	39
4.3 Geographisches Informationssystem und Datenbank	41
5 Untersuchungen zum System Niederschlag–Boden–Grundwasser	43
5.1 Niederschlag	43
5.1.1 Untersuchungsumfang – Niederschlag	43
5.1.2 Chemische Zusammensetzung	43
5.1.3 Interpretation der Niederschlagsdaten	46
5.2 Boden	47
5.2.1 Untersuchungsumfang – Boden	47
5.2.2 Geochemische und mineralogische Zusammensetzung	48
5.2.3 Bodeneigenschaften	51
5.2.4 Eluationsverhalten (Batchversuche)	54
5.2.5 Metall-Bindungsformen (sequentielle Extraktionen)	57
5.2.6 Interpretation der Boden-Ergebnisse	60
5.3 Grundwasser	63
5.3.1 Untersuchungsumfang – Grundwasser	63

5.3.2 Grundwasser im oberflächennahen Aquifer	63
5.3.3 Tieferes Grundwasser	72
5.3.4 Anthropogene Beeinflussung der Grundwasser-Beschaffenheit	74
5.3.5 Interpretation der Grundwasser-Ergebnisse	79
6 Erhöhter Stoffinhalt im Umfeld der Vererzung am Silberberg	82
6.1 Ehemaliger Bergbau am Silberberg	82
6.2 Geologische Situation und Genese der Sulfiderz-Lagerstätte	82
6.3 Geogen bedingter Stoffeintrag	83
6.3.1 Abgrenzung der Lagerstätte	83
6.3.2 Mineralogische Zusammensetzung des erzhaltigen Materials	84
6.3.3 Löslichkeit des erzhaltigen Gesteins	84
6.4 Anthropogen bedingter Stoffeintrag	86
6.4.1 Anthropogene Veränderung des Erzkörpers und seines Umfelds	86
6.4.2 Chemische und mineralogische Zusammensetzung des Haldenmaterials	87
6.4.3 Eluationsverhalten des Haldenmaterials	90
6.4.4 Metall-Bindungsformen im Haldenmaterial	91
6.5 Wasserwegsamkeiten	95
6.6 Hydrochemie	97
6.6.1 Grubenwasser	97
6.6.2 Grundwasser am Rande der Vererzung	99
6.6.3 Mischwasser	100
6.6.4 Oberflächenwasser im Umfeld des Silberbergs	101
6.7 Interpretation der Ergebnisse	103
6.7.1 Untersuchungen am Haldenmaterial	103
6.7.2 Hydrochemische Untersuchungen	104
7 Diskussion	105
7.1 Klassifikation der Grundwässer	105
7.2 Thermodynamische Betrachtungen	106
7.3 Das System Niederschlag – Boden – Grundwasser	109
7.4 Hydrochemische Prozesse im Umfeld der Sulfiderz-Lagerstätte	120
8 Literatur	123
Anhang	135

Tabellenverzeichnis

Tab. 3-1: Langjährige Mittelwerte ausgewählter Klimaparameter	8
Tab. 3-2: Niederschlagshöhen während des Untersuchungs-Zeitraums	18
Tab. 3-3: Koeffizienten nach HAUDE (1955)	20
Tab. 3-4: Verdunstung nach HAUDE (1955) (langjährige Mittelwerte 1960–90)	20
Tab. 3-5: Verdunstung nach HAUDE (1955) (Untersuchungs-Zeitraum)	20
Tab. 3-6: Verdunstung nach SCHENDEL (1968) (langjährige Mittelwerte 1960–90)	21
Tab. 3-7: Verdunstung nach SCHENDEL (1968) (Untersuchungs-Zeitraum)	21
Tab. 3-8: Korrekturfaktor v_{Thorn} für geographische Breite $\varphi = 49^\circ$	21
Tab. 3-9: Verdunstung nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) (langjährige Mittelwerte 1960–90)	22
Tab. 3-10: Verdunstung nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) (Untersuchungs-Zeitraum)	22
Tab. 3-11: Jahreswerte der potentiellen und reellen Verdunstung	24
Tab. 4-1: Messung der physikalisch-chemischen Parameter (Methoden und Geräte)	37
Tab. 4-2: Verfahrensdurchführung nach ZEIEN & BRÜMMER (1989) sowie ZEIEN (1995)	41
Tab. 5-1: Chemische Zusammensetzung des Niederschlagswassers (Mittelwerte)	45
Tab. 5-2: Verfahren und Bindungsformen nach ZEIEN & BRÜMMER (1989)	57
Tab. 6-1: Metallgehalte des Grubenwassers	99
Tab. 6-2: Metallgehalte des Mischwassers	101
Tab. 6-3: Metallgehalte des Oberflächenwassers	102

Abbildungsverzeichnis

Abb. 3-1: Lage des Untersuchungsgebietes	3
Abb. 3-2: Digitales Geländemodell des Arbergebietes (Originalkarte in Anhang 15a)	4
Abb. 3-3: Landnutzung (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15b)	6
Abb. 3-4: Vorherrschende Windrichtung (langjährige Mittelwerte)	7
Abb. 3-5: Niederschlagsganglinien (langjährige Mittelwerte)	8
Abb. 3-6: Niederschlag und Temperatur	9
Abb. 3-7: Tage mit geschlossener Schneedecke	9
Abb. 3-8: Monatssummen der Nebelstunden	10
Abb. 3-9: Gliederung des Nordostbayerischen Grundgebirges (STRUNZ 1971)	11
Abb. 3-10: Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes	13
Abb. 3-11: Vertikale Gliederung der Verwitterungszone	17
Abb. 3-12 a: Verdunstung an der Klimastation »Großer Arber« (langj. Mittelwerte und Untersuchungs-Zeitraum)	22
Abb. 3-12 b: Verdunstung an der Klimastation »Zwieselberg« (langj. Mittelwerte und Untersuchungs-Zeitraum)	23
Abb. 3-13: Abflussfähiger Niederschlag (langj. Mittelwerte und Untersuchungs-Zeitraum)	25
Abb. 3-14: Bildungs- und Umbildungspfade der Tonminerale (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998)	28
Abb. 3-15: Aufbau des Hangschutts (REHFUESS 1990)	31
Abb. 3-16: Bodenentwicklung über Silikatgestein (in Anlehnung an REHFUESS 1990)	32
Abb. 3-17: Zonierung der Böden im Profil (verändert nach VORNEHM ET AL. 2003A)	33
Abb. 4-1: Layer-Struktur des LOWRGREP GIS (verändert nach AYRAL & VORNEHM 2002)	42
Abb. 5-1: Messstellen zu Niederschlag, Klima, Boden und Wasser (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15c)	44
Abb. 5-2: Geochemische Zusammensetzung der Bodenproben	48
Abb. 5-3: Nebenbestandteile der geochemischen Zusammensetzung	49
Abb. 5-4: Basenkationen im Bodenprofil B 12	49
Abb. 5-5: Vertikale Änderung des pH-Wertes im Bodenprofil B 12	51
Abb. 5-6: Kationen-Austauschkapazität (KAK_{ges})	53
Abb. 5-7: Austauschbare Kationen	54
Abb. 5-8: Eluierte Anionen	55
Abb. 5-9: Eluierte Kationen	56
Abb. 5-10 a: Extrahierbares Aluminium	58
Abb. 5-10 b: Extrahierbares Aluminium (prozentual)	58
Abb. 5-11 a: Extrahierbares Eisen	58
Abb. 5-11 b: Extrahierbares Eisen (prozentual)	58
Abb. 5-12 a: Extrahierbares Mangan	59
Abb. 5-12 b: Extrahierbares Mangan (prozentual)	59
Abb. 5-13 a: Extrahierbares Chrom	59
Abb. 5-13 b: Extrahierbares Chrom (prozentual)	59
Abb. 5-14 a: Extrahierbares Blei	60
Abb. 5-14 b: Extrahierbares Blei (prozentual)	60
Abb. 5-15: Ganglinie der Quellschüttung (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	64
Abb. 5-16: Ganglinie der Wassertemperatur (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	65
Abb. 5-17 a: Ganglinie der spez. elektrischen Leitfähigkeit (eC) (Werte < 60 $\mu S/cm$) (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	66
Abb. 5-17 b: Ganglinie der spez. elektrischen Leitfähigkeit (eC) (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	66
Abb. 5-18: Ganglinie des pH-Wertes (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	67
Abb. 5-19: Kationen im oberflächennahen Grundwasser	68
Abb. 5-20: Anionen im oberflächennahen Grundwasser	69
Abb. 5-21: Höhenabhängigkeit der gelösten Kieselsäure (SiO_2)	70
Abb. 5-22: Ganglinie der gelösten Kieselsäure (SiO_2) (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	70
Abb. 5-23: Kationen im tieferen Grundwasser	73
Abb. 5-24: Anionen im tieferen Grundwasser	73
Abb. 5-25: Tieferes Grundwasser im Diagramm nach SCHOELLER (1962)	74
Abb. 5-26: Forstwirtschaftlich beeinflusste Wässer im Diagramm nach SCHOELLER (1962)	76

Abb. 5-27: Ganglinie von Nitrat und spez. elektr. Leitfähigkeit in der Messstelle BOD 57 (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	77
Abb. 5-28: Landwirtschaftlich beeinflusste Wässer im Diagramm nach SCHOELLER (1962)	77
Abb. 5-29: Ganglinie des Chlorids in ausgewählten Messstellen (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	79
Abb. 5-30: Oberflächennahes Grundwasser im Diagramm nach SCHOELLER (1962)	80
Abb. 6-1: Der Erzkörper der Lagerstätte am Silberberg (STRUNZ 1971)	83
Abb. 6-2: Umfeld des ehemaligen Bergwerks am Silberberg (Originalkarte in Anhang 15d)	87
Abb. 6-3 a: Geochemische Zusammensetzung des Haldenmaterials	88
Abb. 6-3 b: Geochemische Zusammensetzung des Haldenmaterials (niedrigere Werte)	88
Abb. 6-3 c: Geochemische Zusammensetzung des Haldenmaterials (Spurenelemente)	88
Abb. 6-4: Austauschbare Kationen des Haldenmaterials	90
Abb. 6-5: Eluierte Kationen (Silberberg)	91
Abb. 6-6: Eluierte Anionen (Silberberg)	91
Abb. 6-7 a: Extrahierbares Aluminium (Haldenmaterial) (absolute Werte)	92
Abb. 6-7 b: Extrahierbares Aluminium (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	92
Abb. 6-8 a: Extrahierbares Eisen (Haldenmaterial) (absolute Werte)	92
Abb. 6-8 b: Extrahierbares Eisen (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	92
Abb. 6-9 a: Extrahierbares Zink (Haldenmaterial) (absolute Werte)	93
Abb. 6-9 b: Extrahierbares Zink (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	93
Abb. 6-10 a: Extrahierbares Cadmium (Haldenmaterial) (absolute Werte)	93
Abb. 6-10 b: Extrahierbares Cadmium (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	93
Abb. 6-11 a: Extrahierbares Cobalt (Haldenmaterial) (absolute Werte)	94
Abb. 6-11 b: Extrahierbares Cobalt (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	94
Abb. 6-12 a: Extrahierbares Kupfer (Haldenmaterial) (absolute Werte)	94
Abb. 6-12 b: Extrahierbares Kupfer (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	94
Abb. 6-13 a: Extrahierbares Blei (Haldenmaterial) (absolute Werte)	94
Abb. 6-13 b: Extrahierbares Blei (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)	94
Abb. 6-14: Wässer am Silberberg im modifizierten Diagramm nach SCHOELLER (1962)	98
Abb. 6-15: Ganglinie des Chlorids in ausgewählten Messstellen (Silberberg) (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	99
Abb. 7-1: Darstellung der Wässer im modifizierten Diagramm nach PIPER (1944)	105
Abb. 7-2: Sättigungszustand der SiO ₂ -Minerale	108
Abb. 7-3 a: Zusammensetzung von Boden und Gestein (mit Al ₂ O ₃)	110
Abb. 7-3 b: Zusammensetzung von Boden und Gestein (mit Fe ₂ O ₃ + MnO)	110
Abb. 7-4: Niederschlag, Bodeneluat und Grundwasser im modifizierten Diagramm nach PIPER (1944)	112
Abb. 7-5: Ganglinie der Säure-Neutralisierungs-Kapazität (Zeitabschnitte nicht äquidistant)	114
Abb. 7-6: »Vulnerability map« zur Versauerungs-Gefahr mit pH-Werten des Grundwassers (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15e)	116
Abb. 7-7: Zonierung der Böden und Verbreitung des verfestigten Solifluktionsschutts (rechnerisch) (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15f)	117
Abb. 7-8: Zonierung des Grundwassers und vorherrschendes Anion (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15g)	118
Abb. 7-9 a: Stabilitätsfelder des Eisens (verändert nach APPELO & POSTMA 1999)	121
Abb. 7-9 b: Stabilitätsfelder des Mangans (verändert nach APPELO & POSTMA 1999)	121
Abb. 7-10: Piper-Diagramm zur modellierten Mischreihe am Silberberg	122

Anhangsverzeichnis

<i>Anhang 1: Klimadaten</i>	135
<i>a: Langjährige Mittelwerte (1960–90)</i>	135
<i>b: Untersuchungs-Zeitraum</i>	136
<i>Anhang 2: Chemische Zusammensetzung der Gesteine</i>	137
<i>Anhang 3: Analysenmethoden</i>	138
<i>Anhang 4: Chemische Analysen des Niederschlagswassers</i>	139
<i>Anhang 5: Boden- und Feststoffproben</i>	141
<i>a: Bodenproben</i>	141
<i>b: Ausfällungen am Silberberg</i>	141
<i>Anhang 6: Untersuchungen an den Bodenproben</i>	142
<i>Anhang 7: Chemische Zusammensetzung der Bodenproben (RFA-Analyse)</i>	143
<i>Anhang 8: Mineralogische Zusammensetzung der Bodenproben (XRD-Analysen)</i>	145
<i>Anhang 9: Kationen-Austauschkapazität</i>	147
<i>Anhang 10: Eluationsverhalten (Batchversuche)</i>	148
<i>Anhang 11: Metall-Bindungsformen (Sequentielle Extraktionen)</i>	149
<i>Anhang 12: Informationen zu den Messstellen</i>	152
<i>Anhang 13: Analysenergebnisse der Wasserproben</i>	154
<i>a: Physikalisch-chemische Parameter</i>	154
<i>b: Hauptinhaltsstoffe</i>	159
<i>c: Mittelwerte und vorherrschender Wassertyp</i>	164
<i>d: Nebeninhaltsstoffe</i>	165
<i>Anhang 14: Analysengüte der Wasserproben</i>	175
<i>Anhang 15: Farbkarten</i>	177
<i>a: Digitales Geländemodell</i>	178
<i>b: Landnutzung</i>	179
<i>c: Messstellen zu Niederschlag, Klima, Boden und Wasser</i>	180
<i>d: Umfeld des ehemaligen Bergwerks am Silberberg</i>	181
<i>e: »Vulnerability map« zur Versauerungs-Gefahr, mit pH-Werten des Grundwassers</i>	182
<i>f: Zonierung der Böden und Verbreitung des Solifluktions-Schutts (rechnerisch)</i>	183
<i>g: Zonierung des Grundwassers und vorherrschendes Anion</i>	184
<i>Anhang 16: Verzeichnis der verwendeten Software</i>	185

Dank

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Forschungsprojektes LOWRGREP der Europäischen Union, das in den Jahren 2000–2003 unter Leitung von Prof. Dr. S. Wohnlich an der Arbeitsgruppe Hydrogeologie der Ludwig-Maximilians-Universität München, Fakultät für Geowissenschaften, durchgeführt wurde. Die Arbeit wurde im Rahmen eines Stipendiums zur Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses von der Ludwig-Maximilians-Universität München gefördert, bei der ich mich hiermit für die Unterstützung herzlich bedanken möchte.

Prof. Dr. S. Wohnlich danke ich für die Betreuung der Arbeit und die Möglichkeit, aktiv in einem internationalen Forschungsprojekt mitzuarbeiten. Einen besonderen Dank möchte ich an Dr. S. Bender richten, der mit zahlreichen fruchtbaren Diskussionen zum Entstehen dieser Arbeit beigetragen hat. Auch Prof. Dr. T. Rüde danke ich für die vielen hilfreichen Diskussionen zu Detailfragen der Hydrochemie. Bei den Mitarbeiterinnen des Hydrochemischen Labors der Arbeitsgruppe Hydrogeologie, E. Koci, K. Paschert und S. Stangl, bedanke ich mich für die zuverlässige Messung der zahlreichen Wasserproben. Ein großes Dankeschön auch an M. Witt und Th. Hanauer für die angenehme und kollegiale Arbeitsatmosphäre.

Bei Dr. G. Lehrberger und S. Volland vom Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München bedanke ich mich für die Röntgen-Fluoreszenzanalysen und Röntgen-Diffraktometrie-Messungen der Bodenproben sowie für die zahlreichen anregenden Gespräche. Einen herzlichen Dank möchte ich auch nach Frankreich senden, an die Mitarbeiter der Ecole des Mines d'Alès, P.-A. Ayrat, Dr. A.-L. Courbis, J.-F. Didon-Lescot und Dr. B. Vayssade, für die gute Zusammenarbeit und ihre Gastfreundschaft während meines Aufenthalts in Alès zur gemeinsamen Erarbeitung der Struktur des LOWRGREP GIS. Bei Dr. G. Büttner vom Bayerischen Geologischen Landesamt bedanke ich mich für den regen Datenaustausch und die produktiven Gespräche zur Hydrochemie auf Blatt Bodenmais.

Besonders wichtig für die Entstehung dieser Arbeit waren die Mitarbeiter der Wasserversorgungsunternehmen und Gemeinden im Bayerischen Wald, die meine Arbeit durch ihre Aufgeschlossenheit und tatkräftige Hilfe ganz wesentlich unterstützt haben. Dies sind insbesondere: F. Bielmeier, M. Treml, F. Weikl, die Mitarbeiter des Besucherbergwerks am Silberberg, der Fürstl. Hohenzollern'schen Verwaltung am Großen Arber und der Wasserversorgung der Stadt Regen. Ihnen allen ein ganz herzliches »Vergelt's Gott!« Auch bei meinen Diplomandinnen, T. Lautenschlager und B. Cakir, die mit ihren Arbeiten meine Dissertation bereichert haben, möchte ich mich an dieser Stelle noch einmal herzlich bedanken.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei Familie Hartl und J. Kaufmann für die Übernachtungsmöglichkeit im Bayerischen Wald bedanken und dass sie meine voluminösen Wasserproben in ihren Kühlschränken erduldet haben. Ein großes Dankeschön auch an F. Salzedo für die professionelle Hilfe beim Bau der Regensammler und K. Hanitzsch fürs Korrekturlesen.

Ein ganz großer Dank meiner Familie und M. Herrler für ihre Unterstützung.

1 Einleitung

Kristalline Festgesteins-Gebiete gelten allgemein als Grundwasser-Mangelgebiete, weswegen ihnen meist nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt wird. In den 1980er Jahren rückten sie wegen des Problems der Gewässer-Versauerung durch atmosphärische Deposition etwas mehr in das öffentliche und wissenschaftliche Interesse. Zahlreiche Untersuchungen zum Einfluss auf das Ökosystem durch »sauren Regen« wurden durchgeführt, die sich jedoch vorwiegend mit der Versauerung von Boden und Oberflächenwasser befassen. Wegen des steigenden Bedarfs an Trinkwasser gerade in den touristisch genutzten montanen Festgesteins-Regionen wird das Interesse an den Grundwasser-Ressourcen dieser Gebiete zukünftig von größerer Bedeutung sein. Meist wird die Trinkwasser-Versorgung durch Aufstauen von Oberflächenwasser in Talsperren, das mit Hilfe von physikalischen und chemischen Prozessen aufbereitet werden muss, oder durch die Schaffung von überregionalen Zweckverbänden gesichert. Jedoch stellen auch die Zersatz- und Verwitterungszone sowie der darunter liegende Kluftwasserleiter ein nicht zu unterschätzendes Grundwasser-Reservoir dar. Da jedoch die Deckschichten über dem oberflächennahen Grundwasserleiter nur gering mächtig sind oder ganz fehlen, ist hier der Grundwasserschutz von besonders großer Bedeutung.

Im Jahr 1999 wurde von der Europäischen Union das Projekt LOWRGREP (Landscape-use Optimisation With Regards of the Groundwater Resources Protection in the mountain hard rock areas; Projekt No. EVK1-1999-00040, 5. EU-Rahmenprogramm) finanziert, dem auch die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit angegliedert sind. Im Rahmen des Projektes sollen die Forschungsergebnisse über Hydrogeologie in kristallinen Festgesteins-Gebieten aus verschiedenen europäischen Ländern zusammengeführt werden. Die Untersuchungen sollen den Einfluss der anthropogenen Tätigkeit auf das Grundwasser in Gebirgsregionen mit Festgesteinen zeigen und die Effizienz der eingesetzten Maßnahmen zum Wasserschutz überprüfen (BENDER ET AL. 2004). Das Projekt wurde in den Jahren 2000 bis 2003 von einem Konsortium von sechs Projektpartnern in vier Partnerländern (Deutschland, Frankreich, Spanien, Tschechische Republik) durchgeführt. Eines der deutschen Bearbeitungsgebiete war die Region um den Großen Arber im Bayerischen Wald. Das Gebiet wurde ausgewählt, da hier durch gezielten Landschafts- und Grundwasserschutz (Naturpark Bayerischer Wald, Naturschutz- und Wasserschutzgebiete) geogen geprägtes Grundwasser untersucht werden kann, daneben aber auch zahlreiche anthropogene Tätigkeiten (intensive touristische Nutzung während des ganzen Jahres, Land- und Forstwirtschaft, Siedlung, Verkehr, ehemalige bergbauliche Tätigkeit) das Grundwasser in verschiedenster Weise beeinflussen.

2 Zielsetzung

Um ein besseres Verständnis dafür zu erlangen, wie die Beschaffenheit des Grundwassers in kristallinen Festgesteinsgebieten geprägt wird, ist es nötig, das Zusammenspiel der Prozesse und Faktoren zu untersuchen, die sich in der Hydrosphäre abspielen. Im Rahmen dieser Arbeit sollen die Einflussfaktoren evaluiert und die hydro-geochemischen Prozesse aufgezeigt werden, aus denen die chemische Zusammensetzung des Grundwassers resultiert. Besonderes Interesse gilt dabei auch dem Einfluss anthropogener Aktivitäten. Ein Schwerpunkt der Arbeit liegt hier auf der Untersuchung der hydrochemischen Situation im Umfeld des ehemaligen Erzbergwerks am Silberberg.

Durch umfassende Analysen von Niederschlagswasser und Grundwasser sowie Untersuchungen zur Bodenbeschaffenheit soll das System Niederschlag–Boden–Grundwasser charakterisiert werden. Chemische Untersuchungen des Niederschlagswassers geben zunächst Auskunft über den Einfluss der (nassen) atmosphärischen Deposition als »Input« des Systems. Die Grundwasserbeschaffenheit wird mit Hilfe von physikalisch-chemischen Analysen in zahlreichen Messstellen als »Output« erfasst und gibt Aufschluss über das Vorkommen von verschiedenen Grundwasser-Typen. Für ein besseres Verständnis der geochemischen Prozesse in der Bodenzone, die für die Hydrochemie des oberflächennahen Grundwasserleiters von großer Bedeutung ist, werden Gelände- und Laboranalysen zu den physikalischen und chemischen Eigenschaften sowie zum Auslaugungsverhalten der Böden durchgeführt. Von besonderem Interesse sind auch die Metall-Bindungsformen, die sowohl in den Böden des Untersuchungsgebietes als auch in den Abraumhalden um das ehemalige Erzbergwerk mit Hilfe von sequentiellen Extraktionen untersucht werden. Mit der umfassenden Charakterisierung der geogenen Hintergrundwerte der Böden wird eine fundierte Vergleichsmöglichkeit für den Einfluss der anthropogenen Veränderungen und der potentiellen Freisetzung von Metallen im Bereich des ehemaligen Bergwerks geschaffen.

Neben Laboranalysen von Wasser und Boden kommen auch Hilfsmittel der digitalen Datenverarbeitung zur Anwendung. Mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems, dem eine umfangreiche Datenbank der wasserchemischen Analysenergebnisse angegliedert ist, werden räumliche Zusammenhänge und Verteilungsmuster der Grundwasserbeschaffenheit aufgezeigt. Thermodynamische Berechnungen können mögliche Differenzierungen der Wässer zeigen, Hinweise auf deren Genese geben und zum Verständnis der geochemischen Prozesse beitragen.

3 Untersuchungsgebiet

3.1 Physisch-geographischer Überblick

3.1.1 Lage des Untersuchungsgebietes

Das 80 km² große Untersuchungsgebiet befindet sich 200 km nordöstlich von München im Bayerischen Wald (Abb. 3-1). Es gehört zum Regierungsbezirk Niederbayern, liegt im Landkreis Regen und umfasst Teile der Gemeinden Böbrach, Bodenmais und Bayerisch-Eisenstein. Der Bayerische Wald erstreckt sich von der Donau bis zur Grenze der Tschechischen Republik. Im NW wird er durch die Cham-Further Senke vom Oberpfälzer Wald getrennt, im SE schließen sich der Passauer Wald und Neuburger Wald bis zur österreichischen Grenze an. Der Bayerische Wald ist aus zwei herzynisch (NW–SE) streichenden, parallel verlaufenden Gebirgszügen aufgebaut, die den Vorderen und den Inneren (Hinteren) Bayerischen Wald bilden und durch die Regensenke voneinander getrennt sind. Der Innere Bayerische Wald ragt mit Höhen über 1300 m ü. NN morphologisch über den Vorderen Bayerischen Wald hinaus, dessen Berge selten mehr als 1000 m ü. NN erreichen. Die Parallel-Gliederung der Gebirgszüge und Senken ist tektonisch bedingt und findet sich auch im Lauf der Flüsse wieder. Durch die Regensenke, eine morphologische Muldenregion mit unruhigem, hügeligem Gelände, verläuft der Fluss Regen mit stark gewundenem, meist tief eingeschnittenem Lauf, der die Region zur Donau hin entwässert. Der Grenzkamm zwischen der Bundesrepublik Deutschland und der Tschechischen Republik bildet die europäische Hauptwasserscheide zwischen Donau und Elbe.

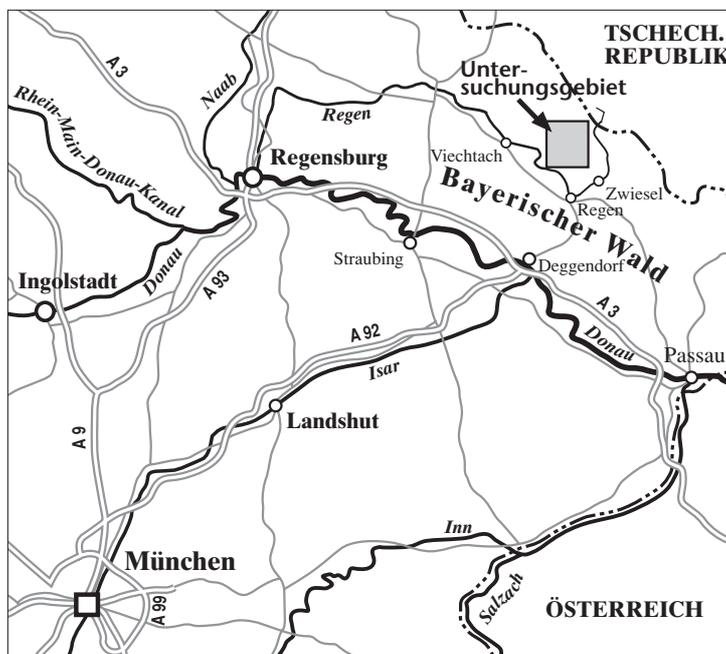


Abb. 3-1: Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich nach der von MEYNEN ET AL. (1959–1962) eingeführten naturräumlichen Gliederung Deutschlands im Naturraum »Hinterer Bayerischer Wald«. Höchste Erhebung im Gebiet ist der Große Arber, der mit 1456 m ü. NN der höchste Berg des Bayerischen Waldes ist und dem Arber–Kaitersberg-Gebirgszug angehört (Abb. 3-2). Südlich dieses Gebirgszugs verläuft parallel das tektonisch angelegte Zellertal (600 m ü. NN). Zur Regensenke hin erhebt sich nochmals eine kleinere Bergkette, die selten 800 m ü. NN erreicht. Die Untersuchungen dieser Arbeit konzentrieren sich vorrangig auf das Einzugsgebiet des Rothbachs, der am SW-Hang des Großen Arbers mit den Quellbächen Riesbach und Hochfallbach entspringt und nach Zulauf von Zellbach, Moosbach und einigen weiteren kleinen Seitenbächen bei Teisnach in den Schwarzen Regen mündet. Des weiteren wurde die NE-Seite des Großen Arbers in die Untersuchungen mit einbezogen.

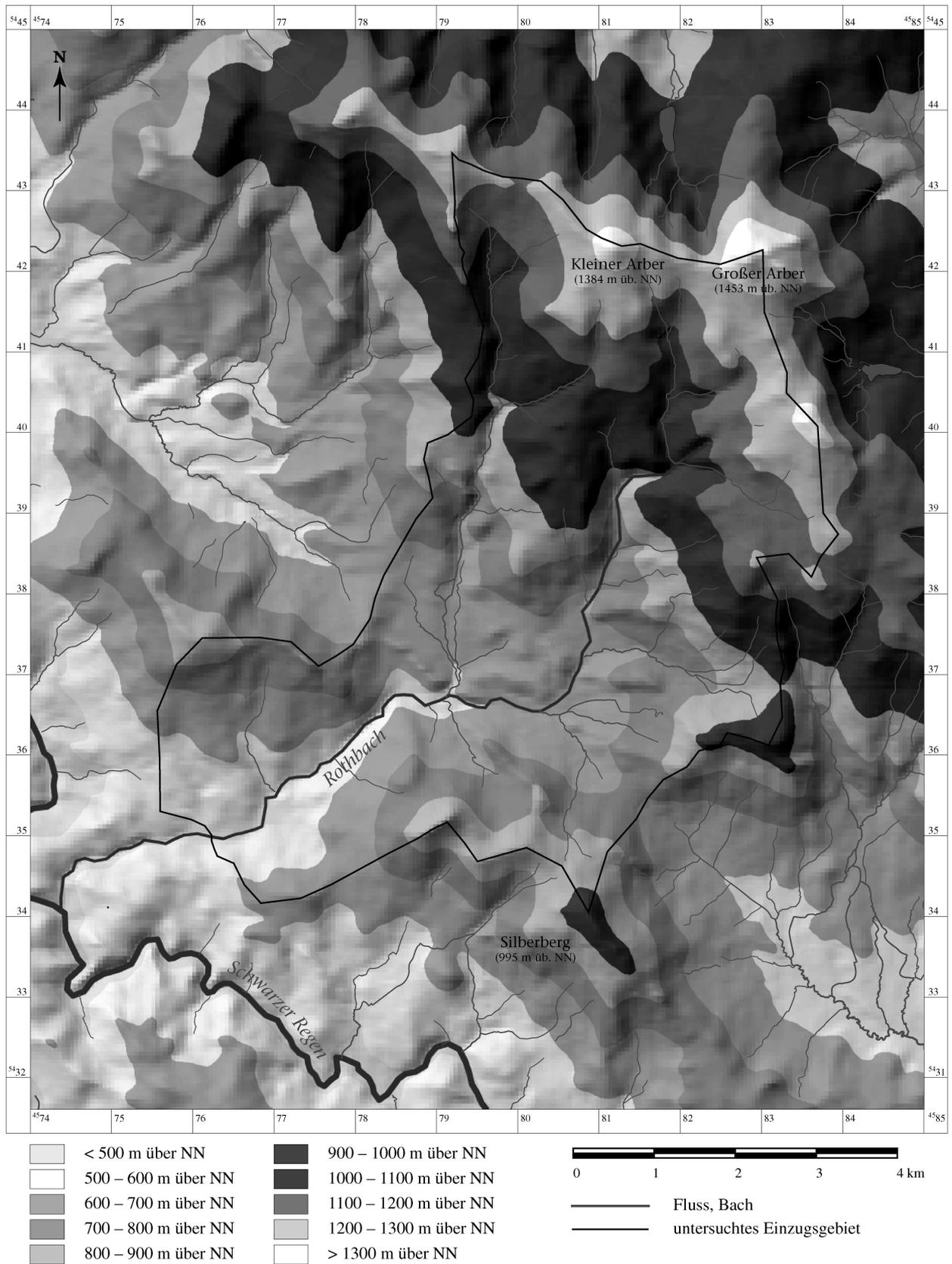


Abb. 3-2: Digitales Geländemodell des Arbergebietes (Originalkarte in Anhang 15a)

3.1.2 Landnutzung und Naturschutz

Größere Siedlungen im Gebiet sind die Orte Böbrach und Bodenmais mit 1668 bzw. 3466 Einwohnern (Abb. 3-3). Die Gemeinden sind mit 77 bzw. 61 Einwohnern pro km² dünn besiedelt. In beiden Gemeinden dominieren nach BAYLSD (2001A UND B) bei der Flächennutzung die Waldflächen mit 72 bzw. 82 %. Dabei handelt es sich vorwiegend um Staatswald. Landwirtschaftliche Flächen sind mit 22,5 bzw. 11,8 % untergeordnet und werden zu über 90 % als Dauergrünland bewirtschaftet. Die wenigen Ackerflächen sind meist mit Futterpflanzen (Mais) bepflanzt. In der Viehhaltung dominiert die Rinderzucht, untergeordnet werden Hühner, Pferde und Schafe gehalten. Vorherrschend sind Kleinbetriebe unter 10 ha (64 % der Betriebe). Siedlungs- und Verkehrsflächen nehmen in beiden Gemeinden nur etwa 5 % ein. Siedlungen und Verkehr konzentrieren sich ebenso wie die Landwirtschafts-Flächen auf die Tallagen (Abb. 3-3). Die Berglagen werden von Waldflächen eingenommen und sind in den unteren Hanglagen bis etwa 1000 m üB. NN mit Mischwald (Fichte, Tanne, Buche) und in den Hochlagen mit Nadelwald (vorwiegend Fichte) bestockt. Der Große Arber ragt über die obere Waldgrenze (1400 m üB. NN) hinaus. In den Hochlagen der Wälder findet man Relikte der sog. »Schachten«: Das sind kleinere Grünlandflächen, die als Hochland-Weidegebiete für Rinder und Schafe zum Teil noch heute genutzt werden.

Die Bedeutung der Industrie, die in der Vergangenheit vor allem durch die Glasherstellung, Bergbau und Steinbrüche gegeben war, ist seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts stark zurückgegangen. Der Verkauf von Glaswaren und die touristische Nutzung des Bergwerks am Silberberg stellen jedoch nach wie vor eine bedeutende Einnahmequelle dar. Das produzierende Gewerbe hat heute einen Anteil von 30 – 40 % an der Beschäftigungsstruktur, der Anteil von Beschäftigten in der Land- und Forstwirtschaft ist mit 3 % unbedeutend. Der Dienstleistungs-Sektor, der 1999 über 50 % der Beschäftigten stellte (BAYLSD 2001A UND B) und der von der Tourismus-Branche dominiert wird, stellt heute den wichtigsten Wirtschaftsfaktor dar. Die Gemeinden Bodenmais und Böbrach verzeichneten 838 074 bzw. 71 790 Gästeübernachtungen im Jahr 1999. Die Fremdenverkehrsdichte beträgt demnach in Bodenmais 241,8 und in Böbrach 43,0 Gästeübernachtungen pro Einwohner. Diese liegt deutlich über dem von BAYStMLU (1998) für das Jahr 1995 errechneten Durchschnitt der Region von 7,1 Gästeübernachtungen pro Einwohner. Die Saison für den Tourismus erstreckt sich über das ganze Jahr. Den Erholungssuchenden werden eine Vielzahl von Wanderwegen im Arbergebiet geboten, die auch von Mountainbikern zunehmend genutzt werden. Im Winter sind wegen der großen Schneesicherheit die Bedingungen für Skilanglauf ideal (Deutsches Leistungszentrum Skilanglauf am Bretterschachten). Alpinski wird vor allem am großen Arber aber auch am Silberberg betrieben, wo Skilifte und Beschneiungsanlagen zur Verfügung stehen.

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des 3077 km² großen Naturparks Bayerischer Wald, der sich von der Donau bis zur Grenze der Tschechischen Republik erstreckt und Teile der Landkreise Straubing-Bogen, Deggendorf sowie die Landkreise Regen und Freyung-Grafenau umfasst. Der bereits 1967 gegründete Naturpark ist mit 3 % der Landesfläche Bayerns einer der größten Naturparke Deutschlands. Er ist Teil des größten zusammenhängenden Waldgebietes Mitteleuropas. Der Naturpark soll eine Verknüpfung von Naturschutz und Erholung herstellen. In §1 und 16 des BNATSchG (1996) und §11 des BAYNATSchG (1983) ist die gesetzliche Aufgabe der Naturparke zur nachhaltigen und sozial orientierten Erholungsvorsorge in Verbindung mit Schutz und Pflege von Natur und Landschaft verankert. Im Unterschied zum Nationalpark, wo die natürliche Entwicklung der Landschaft ohne menschlichen Einfluss im Vordergrund steht (§8 BAYNATSchG 1983), wird im Naturpark bewusst eine gemeinsame Entwicklung von Mensch und Natur angestrebt. Im Untersuchungsgebiet befinden sich zudem die Naturschutzgebiete Großer Arbersee, Kleiner Arbersee und Rieslochfälle, die als natürliche Gewässer besonders schützenswert sind (§7 BAYNATSchG 1983). Das Riesloch und die Seewand am Großen Arbersee sind zusätzlich als Naturwaldreservate geschützt, welche die Erhaltung und Erforschung natürlicher und naturnaher Wälder zum Ziel haben (§18 BAYWG 1982). In der Kernzone der Naturwaldreservate werden die Wälder ohne jeglichen forstlichen Einfluss ihrer natürlichen Entwicklung überlassen (BAYStMLU 1998).

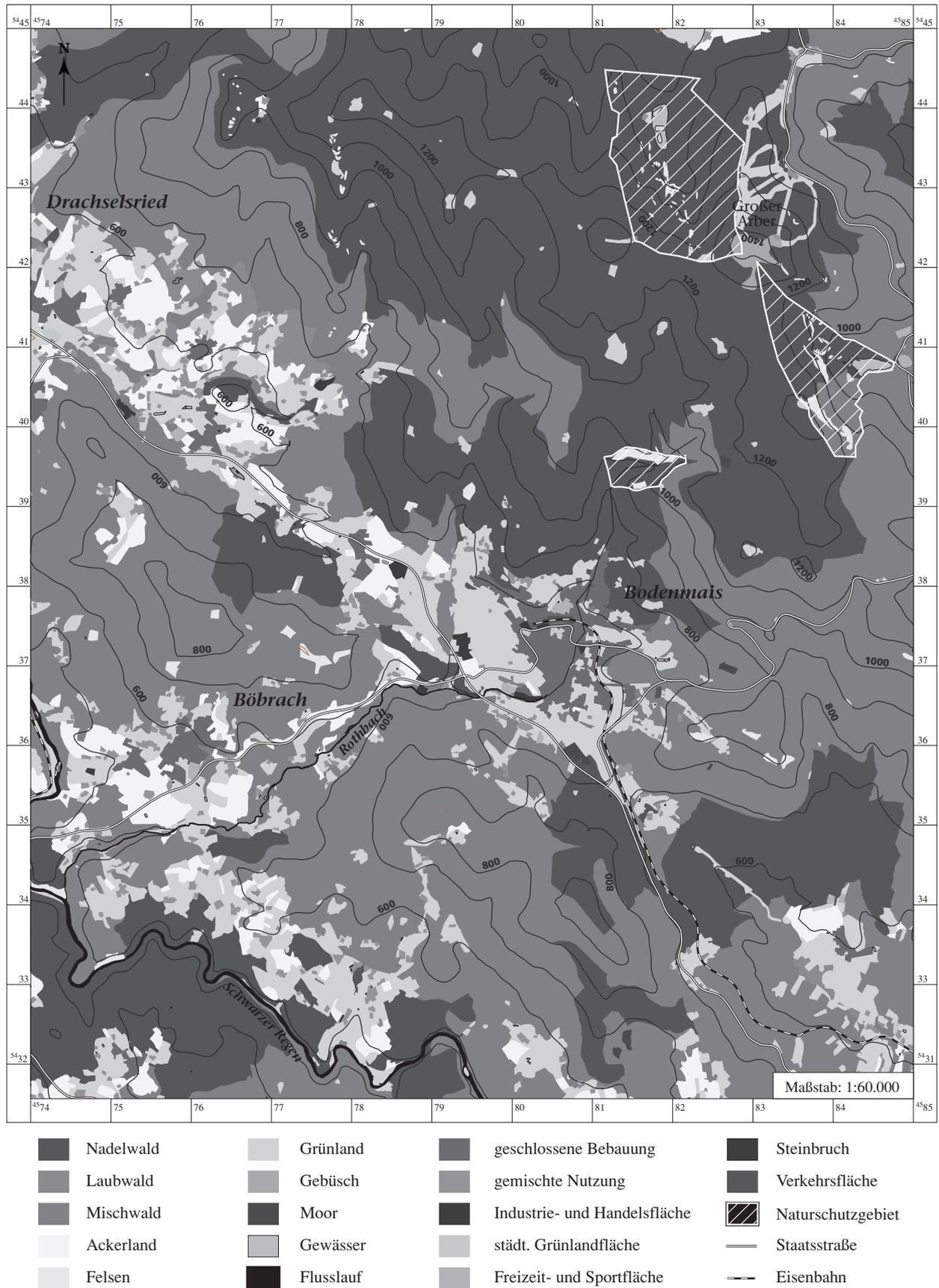


Abb. 3-3: Landnutzung (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15b)

3.1.3 Klimatische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet gehört nach BAYFORKLIM (1996) dem Klimabezirk Bayerischer Wald an, welcher durch ein kühles Klima (Jahresmittel 6–7° C in tieferen Lagen, 2–3° C in den Hochlagen) und hohe Jahresniederschlagsmengen (700–800 mm/a in tieferen Lagen, >1300 mm/a in den Hochlagen) gekennzeichnet ist. Das Gebiet befindet sich in der planetarischen Westwindzone und erfährt kontinentalen Einfluss, vor allem aus südöstlichen Richtungen. Aus den langjährigen Mittelwerten des Deutschen Wetterdienstes von 1961–90 (DWD 2002, Anhang 1a) geht hervor, dass die vorherrschenden **Winde** an der Klimastation Großer Arber aus westlichen bis südwestlichen Richtungen stammen (zusammen 41,8 %). Auch an der Station Zwiesel sind Winde aus südwestlichen Richtungen vorherrschend. Hinzu kommt eine Nordost-Komponente, die durch die Lage des Regentals bedingt ist, das in diesem Bereich von Norden nach Süden verläuft. Ähnliche morphologisch bedingte Änderungen dürften auch in den Talbereichen von Böbrach und Bodenmais durch das NW–SE-verlaufende Zellertal und das SW–NE-verlaufende Rothbachtal hervorgerufen werden (Abb. 3-4).

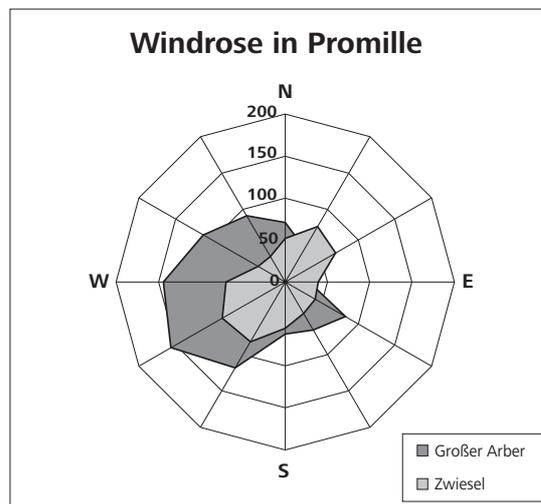


Abb. 3-4:
Vorherrschende Windrichtung
(langjährige Mittelwerte)

Nach WEINLÄNDER (1959) fallen 83 % der Niederschläge bei Windrichtungen aus NW bis SW. Bei West-Wetterlagen kommt es durch Stauwirkung an den NW–SE-verlaufenden Gebirgszügen des Bayerischen Waldes häufig zu Steigungsregen und Aufgleitniederschlägen, die von Tiefdruckgebieten im Mittelmeerraum ausgelöst werden. Die Hochlagen sind häufig in Wolken gehüllt. Das Maximum der Niederschläge fällt im Sommer, ein sekundäres Maximum ist im Winter ausgebildet. Durch das kühle Klima ist die Vegetationsperiode verkürzt. Gemessen an einer Lufttemperatur von mindestens 5° C dauert sie in tieferen Lagen etwa 190–220 Tage, in den Höhenlagen hält sie bereichsweise nur 100 Tage an.

Im Sommer liegt das Gebiet häufig an der Ostflanke westlich gelegener Hochdruckgebiete und im Stau der von Westen auflaufenden Fronten, die die Ursache für die relativ hohen sommerlichen Niederschläge sind. Hinzu kommen die sog. Vb-Wetterlagen, die über den Bayerischen Wald ziehen und feuchte Luft aus dem Mittelmeerraum Richtung NE transportieren. Sie bringen im Bayerischen Wald oft tagelang Wolken und Niederschlag. Im Winter steht das Gebiet unter dem Einfluss von kalten europäischen Hochdruckgebieten mit tiefen Nachttemperaturen. Das rauhe Winter-Klima mit Temperaturen teilweise unter –23° C wird geprägt durch den »Böhmischen Wind«, ein kalter, trockener Fallwind aus Osten mit hoher Windgeschwindigkeit. Zusätzlich liegt im Bayerischen Wald häufig die pendelnde Grenze zwischen maritimen und kontinentalen Einflüssen, wobei der Einfluss von Tiefdruckgebieten aus dem Adria-raum das sekundäre Wintermaximum der Niederschläge hervorruft. In Verbindung mit den tiefen Temperaturen des bereits kontinental geprägten Gebietes und der Höhenlage kommt es im Bayerischen Wald zu einem für europäische Mittelgebirge vergleichsweise großen Schneereichtum. Durch die Stauwirkung des NW–SE-streichenden Arber-Gebirgszugs ist der Niederschlags- und Schneereichtum im Lee des Gebirges, also auf der NE-Seite, geringer (BAUMGARTNER 1970). Im Raum Bodenmais ist durch die Stauwirkung des kesselartigen Abschlusses des Zellertals am Arbergebirge der Niederschlag besonders hoch.

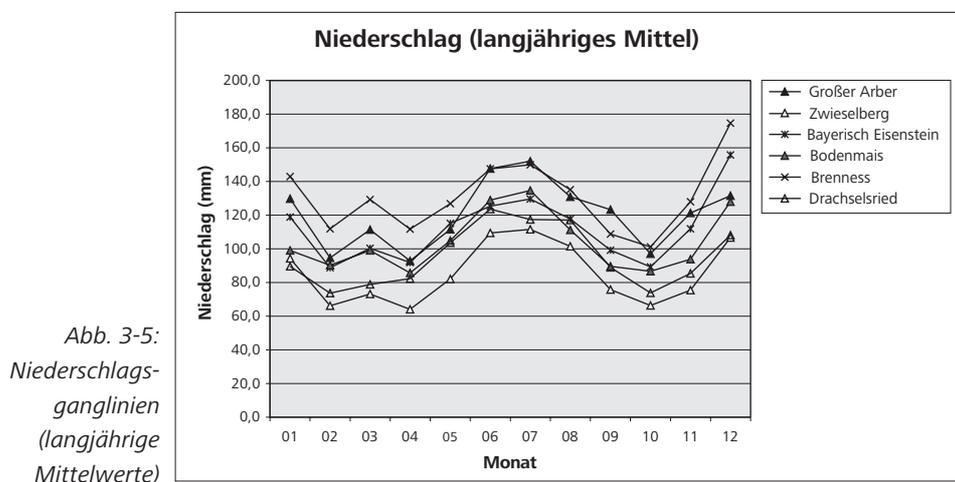
Vom Deutschen Wetterdienst stehen im Untersuchungsgebiet Daten der Klimastation am Großen Arber (in 1445 m ü. NN) zur Verfügung. Die Station »Zwieselberg«, die sich 10 km südöstlich des Untersuchungsgebietes in 615 m Höhe befindet, kann als Referenzstation für die tiefer gelegenen Gebiete (Tallagen) benutzt werden (Bodenmais liegt auf 658 m ü. NN). Im Untersuchungsgebiet befinden sich außerdem die Niederschlags-Stationen Bodenmais und Brenness (NE-Seite Großer Arber, 1040 m ü. NN) (Abb. 5-1).

Durch den großen Höhengradienten im Untersuchungsgebiet entsteht eine Differenzierung des Klimas nach Hochlagegebieten und tieferen Lagen, die anhand der charakteristischen Klimadaten im langjährigen Mittel (1961–90) der Stationen Großer Arber und Zwieselberg in Tab. 3-1 zusammengefasst ist. Die **Jahres-Mitteltemperatur** am Großen Arber beträgt 2,7° C, an der tiefer gelegenen Klimastation Zwieselberg sind es bereits 6,2° C. Im Januar werden am Großen Arber –5,2° C gemessen, am Zwieselberg –3,1° C, die Mitteltemperatur im Juli beträgt 10,6° C bzw. 16,1° C. Im Mittel werden am Großen Arber 168,4 **Frosttage** beobachtet, an der tiefer gelegenen Station Zwieselberg noch 149,8 Tage. Die relative **Luftfeuchte** ist für beide Stationen relativ hoch und liegt bei etwa 80 %. Im Jahresgang schwankt die relative Luftfeuchte nur um 10 %, wobei sie im Winter etwas höher liegt als im Sommer.

Tab. 3-1: Langjährige Mittelwerte ausgewählter Klimaparameter

Station	Großer Arber	Zwieselberg
Geländehöhe [m über NN]	1445	615
Niederschlag [mm/a]	1443,6	1026,6
relative Luftfeuchte [%]	79	81
Jahres-Mitteltemperatur [°C]	2,7	6,2
Januar-Mitteltemperatur [°C]	-5,2	-3,1
Juli-Mitteltemperatur [°C]	10,6	15,5
Frosttage	168,4	149,8
Schneedeckentage	183	103,6

Der **Jahresniederschlag** beträgt am Großen Arber 1444 mm/a, an der Station Zwieselberg wurden 1027 mm/a gemessen (Anhang 1a). An der Station Bodenmais, wo die Niederschläge aus westlichen und südwestlichen Richtungen durch das Zellertal und das Rothbachtal am Arber-Gebirgszug gestaut werden, sind die Jahresniederschläge mit 1251 mm/a etwas höher als an der etwa gleich hoch gelegenen Station Zwieselberg. Das Maximum der Niederschläge fällt im Sommer (Juni/Juli), ein sekundäres Maximum etwa gleicher Höhe fällt im Winter (Dezember/Januar) (Abb. 3-5). Teilweise kann das Winter-Maximum auch das Sommer-Maximum übersteigen. An den Stationen Bayerisch-Eisenstein und Brenness, die sich im Lee des Großen Arbers befinden, sind die Niederschläge wider Erwarten höher als auf der SW-Seite. Offenbar bleiben die Wolken über längere Zeit in der Arber-Region hängen, bis sie sich abgereget haben, so dass die Lee-Wirkung des Gebirges vermutlich erst mit größerer Entfernung zum Tragen kommt.



Im Winter fällt der Niederschlag wegen der anhaltend tiefen Temperaturen überwiegend als Schnee. Eine **geschlossene Schneedecke** wird regelmäßig von Oktober bis Mai beobachtet. Auch in den Monaten Juni bis September kann bei Kaltlufteinbrüchen in den höchsten Lagen der Niederschlag als Schnee fallen. Am Großen Arber wird im langjährigen Mittel ganzjährig mindestens ein Tag mit geschlossener Schneedecke beobachtet (je 1 Tag auch Juli–September). Die Summe der Tage mit geschlossener Schneedecke beträgt am Großen Arber im Mittel 183,0 Tage. Mit der Geländehöhe nimmt die Dauer der Schneedecke ab: An der Station Zwieselberg wird im Mittel 103,6 Tage lang eine geschlossene Schneedecke gemessen, in Bodenmais 84,6 Tage (Anhang 1a).

Niederschlags-Verhältnisse während des Untersuchungs-Zeitraums

Während des Untersuchungs-Zeitraums von August 2000 bis März 2002 wurden an den Stationen Großer Arber und Bodenmais die Niederschlags-Maxima im Sommer (Juni bis September 2001) beobachtet (Abb. 3-6) (Anhang 1b). Ein weiteres Maximum ereignete sich im März 2001, bei dem der Niederschlag in der Schneedecke gespeichert wurde und erst mit der Schneeschmelze im Mai 2001 zum Abfluss kam, wie aus der Ganglinie der Temperatur in Abb. 3-6 ersichtlich wird. Das Abschmelzen des größten Teils der geschlossenen Schneedecke im Jahr 2002 erfolgte bei einem intensiven Schneeschmelz-Ereignis im Februar 2002. Während des ganzen Winters werden in den tieferen Lagen kleinere Schneeschmelz-Ereignisse beobachtet. Niederschlags-Minima wurden im November 2000 und Oktober 2001 beobachtet. Die Anzahl der Tage mit geschlossener Schneedecke für die Stationen Großer Arber und Bodenmais während des Untersuchungs-Zeitraumes zeigt Abb. 3-7.

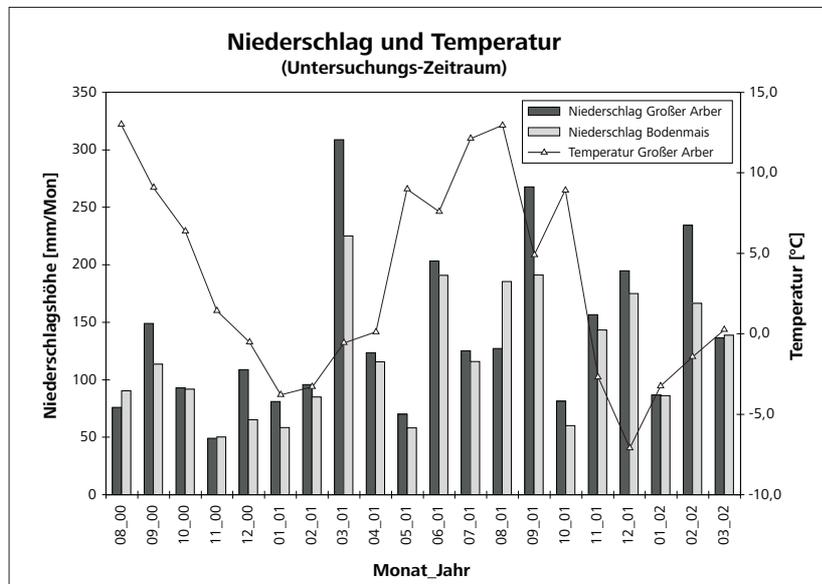


Abb. 3-6:
Niederschlag
und Temperatur

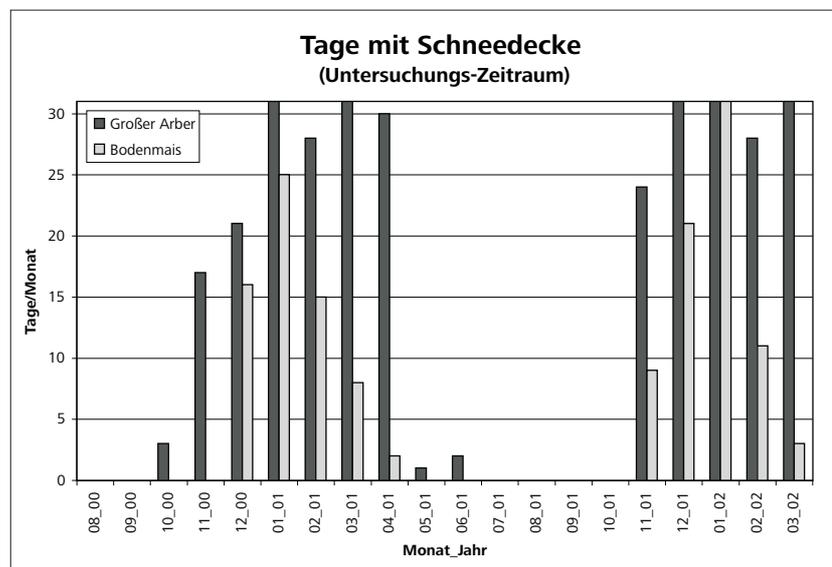


Abb. 3-7:
Tage mit
geschlossener
Schneedecke

Von großer Bedeutung ist im Bayerischen Wald der **Nebelniederschlag**. In den Tallagen wird besonders im Herbst und Winter nächtlicher Strahlungsnebel beobachtet (FEHN 1959). Im Sommer führen die durch W-Winde herangeführten feuchten maritimen Luftmassen zu einem Wolkenreichtum in den Berglagen (>800 m ü. NN), die sich häufig oberhalb des Kondensationsniveaus befinden (BAYFORKLIM 1996). Am Großen Arber wurde in einer Höhe von 1445 m ü. NN im Jahr 2001 insgesamt 2 968 Stunden lang Nebel beobachtet, während es an der automatischen Messstation in Zwiesel (612 m ü. NN) nur 415 Stunden waren (DWD 2002, Anhang 1b). Die Hochlagen sind das ganze Jahr über von Nebelniederschlag beeinflusst (Abb. 3-8), während in den tieferen Lagen der Nebelniederschlag nur in den Winter- und Herbstmonaten verstärkt auftritt. Am Großen Arber war der Monat März (2001) mit 357 Stunden der nebelreichste Monat, das Minimum an Nebelstunden wurde im August 2000 mit 107 Stunden beobachtet. Die Nullwerte in Zwiesel im Winter 2002 sind vermutlich auf ein Ausfallen der Messstation zurückzuführen. Auch die tatsächliche Summe der Nebelstunden wird deshalb über 17,3 Std. liegen.

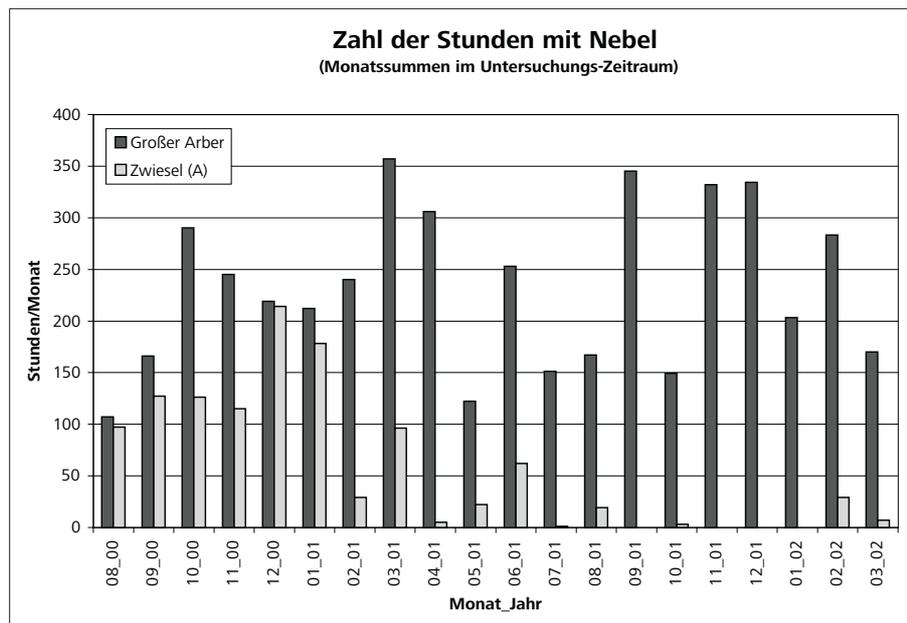


Abb. 3-8: Monatssummen der Nebelstunden

Für die Klimastationen im Untersuchungsgebiet liegen leider keine Daten der langjährigen Mittelwerte zum Nebelniederschlag vor. Nach BAYFORKLIM (1996) herrscht in tieferen Lagen an 20–40 Tagen im Jahr Niederungs-Nebel, der Bergnebel in der Höhenlage wird an 100 bis 250 Tagen beobachtet. Am Großen Falkenstein (1307 m ü. NN) werden im langjährigen Mittel (1961–90) 233,7 Nebeltage pro Jahr beobachtet. Das Minimum fällt dabei mit 16,4 Tagen in den August, das Maximum mit 22,3 Tagen in die Monate November und Dezember. BAUMGARTNER (1958) hat am Großen Falkenstein von April bis November 1955 in einer Höhe von 1000 m ü. NN an 45 % der Tage Nebel beobachtet, in 1200 m ü. NN waren es sogar 60–80 % der Tage. Dort wurde auch beobachtet, dass die Menge an Nebelniederschlag diejenige des Regenniederschlags übersteigen kann. Von Mai bis Oktober 1955 wurden 700 L/m² Regenniederschlag gegenüber 2000 L/m² Regen-, Nebel- und Tauniederschlag gemessen, was eine Menge von 1300 L/m² Nebel- und Tauniederschlag ergibt und 65 % der gesamten nassen Deposition entspricht.

Im Nationalpark Šumava (Böhmerwald) in der Tschechischen Republik stehen umfangreiche Untersuchungen zum Nebel- und Wolkenniederschlag zur Verfügung (FIŠÁK ET AL. 2002). Dort herrscht (in 1122 m ü. NN) etwa 1250 Stunden im Jahr Nebel. Ein Maximum der Nebelstunden wird im Böhmerwald im November mit 150 Std./Monat beobachtet, ein sekundäres Maximum fällt in den März mit 130 Std./Monat. Das Minimum wird im Juli mit 50 Std./Monat gemessen (TESAŘ ET AL. 2001). Der jährliche Niederschlag von Nebel- und Wolkenwasser beträgt dort (im Vergleich zu den Untersuchungen am Großen Falkenstein von BAUMGARTNER (1958) nur etwa 9–15 % der gesamten nassen Deposition. Da die Untersuchungen im Böhmerwald mit modernster Technik zur Erfassung des Nebelniederschlags durchgeführt wurden (DAUBE ET AL. 1987, ELIÁŠ ET AL. 1995, TESAŘ ET AL. 2001, STRAUB ET AL. 2001), kann der Wert als realistischer angesehen werden.

3.2 Geologischer Überblick

3.2.1 Geologischer Aufbau und Entstehungsgeschichte

Der Bayerische Wald ist Teil des Nordostbayerischen Grundgebirges, das in NW – SE-Streichrichtung verläuft und von kristallinen Festgesteinen aufgebaut wird. Das Nordostbayerische Grundgebirge bildet den westlichen Rand der Böhmisches Masse, die den Ostteil des europäischen variskischen Orogens darstellt und die größte Grundgebirgseinheit Mitteleuropas ist. Die Böhmisches Masse wird gegliedert in die Saxothuringische Zone, zu der der Frankenwald und das Fichtelgebirge zählen, und in die Moldanubische Region, zu der Oberpfälzer und Bayerischer Wald gehören. Die Moldanubische Region wird weiter untergliedert in das Bohemikum (Teplá-Barrandium) und das Moldanubikum sensu stricto (s. str.), dem der größte Teil des Oberpfälzer Waldes, das Naabgebirge, der Regensburger Wald und der Bayerische Wald zuzuordnen sind (TROLL ET AL. 1967, STETTNER 1992, ROHRMÜLLER 1996) (Abb. 3-9).

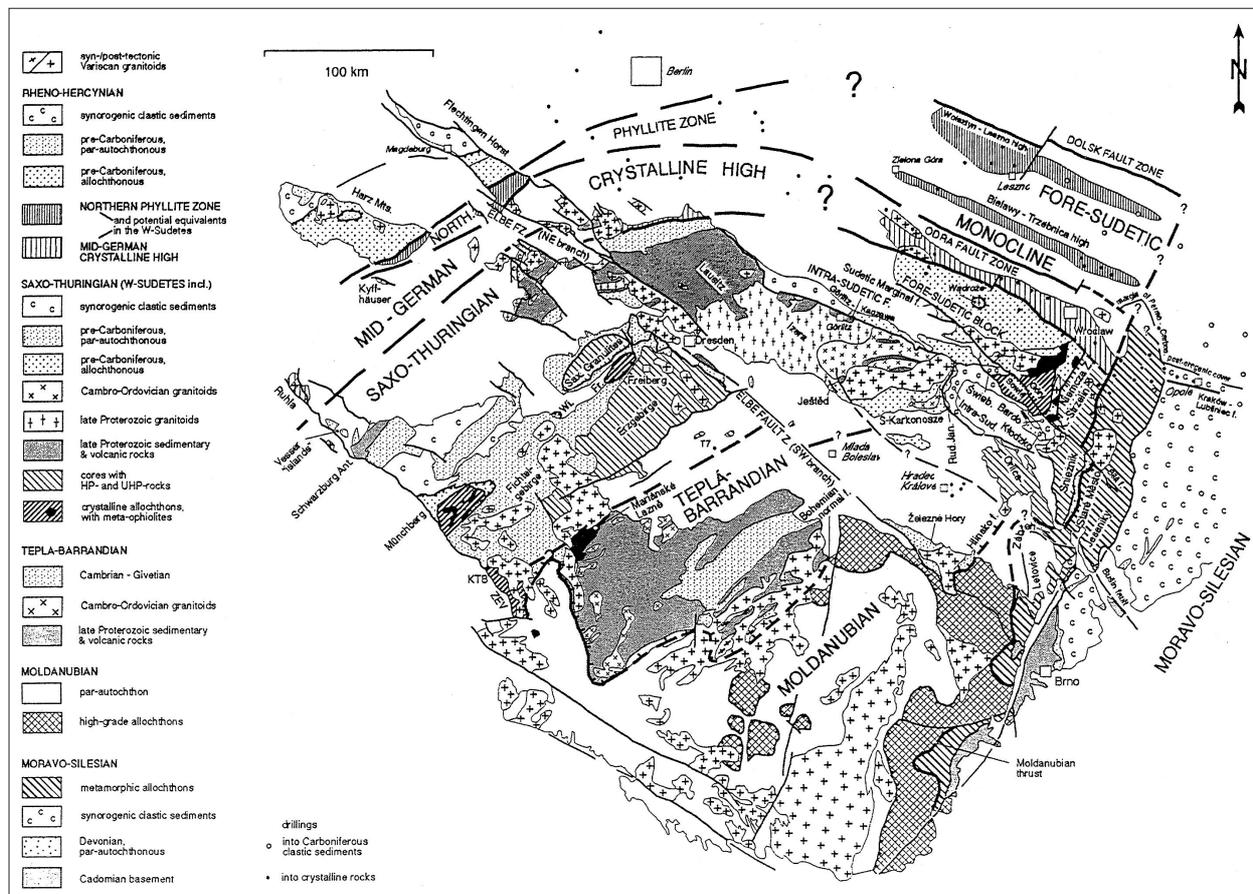


Abb. 3-9: Geologische Übersichtskarte der Böhmisches Masse (FRANKE & ZELANZNIOWICZ 2000)

Im **Moldanubikum** s. str., dessen Name von seiner Lage zwischen Moldau und Donau herrührt, können zwei verschiedene Gesteinsfolgen differenziert werden: die ältere **Monotone Gruppe**, die hauptsächlich aus Gneisen und Graniten besteht, und die jüngere **Bunte Gruppe**, in der neben Gneisen und Graniten auch Einschaltungen von Amphiboliten, Marmor und Graphit vorkommen. Die Paragneise der monotonen Gruppe entwickelten sich durch Metamorphose pelitisch-psammitischer Sedimente (Tonsteine, Grauwacken, sandig-tonige Wechsellagen mit Mergelzweischaltungen), die im Schelfbereich eines passiven Kontinentalrandes abgelagert wurden. Der Wechsel zwischen Paragneisen und Kalksilikatlagen zeigt den ursprünglichen sedimentären Lagenbau an. Die Bunte Gruppe stellt eine vulkanisch-sedimentäre Abfolge dar, die durch Vulkanismus in einer kontinentalen Riftzone oder in einem Randmeer bzw. kleineren ozeanischen Becken entstanden ist. Zwischen beiden Gesteinsfolgen gibt es Übergänge (ROHRMÜLLER ET AL. 1996).

Entstehungsgeschichte (regional)

Die Sedimentation der pelitisch-psammitischen Sedimente erfolgte vermutlich im Oberproterozoikum oder Altpaläozoikum. Eine gesicherte Angabe ist wegen der komplexen und vielfältigen Überprägung nicht möglich. Das Kristallisationsalter der Paragneise beträgt 2,5 Mio. Jahre. Nach mehreren Phasen divergenter und konvergenter Plattenbewegungen ab dem späten Oberproterozoikum (Präkambrium) und im Altpaläozoikum (Kambrium) nimmt die Gebirgsbildung mit der variskischen Orogenese im Karbon ihren Abschluss. Die variskische Gebirgsbildung, die durch die Kollision der Großkontinente Gondwana und Laurasia zum Superkontinent Pangäa hervorgerufen wird, führt zu Deckenüberschiebungen, Regional-Metamorphose und Granitintrusionen. Beim Abschluss der Intrusionsphase in spät- und postvariskischer Zeit entstanden zahlreiche Pegmatite mit Elementanreicherungen. Nach einer überregionalen Krustendehnung im Perm wurden im Trias alte NW–SE-Störungen reaktiviert und eine differentielle Blockhebung eingeleitet. In den reaktivierten Störungen erfolgte Quarzmineralisation in mehreren Schüben durch intensive Fluidtätigkeit. Ab dem Jura wurde das alte Gebirge zu einer Rumpffläche erodiert. Nach weiteren Prozessen der Schollenhebung und Erosion erfolgte die Ausgestaltung des heutigen Reliefs im **Tertiär** unter subtropisch-feuchten Klimabedingungen, die zu einer tiefreichenden chemischen Verwitterung des Kristallingesteins mit Kaolinisierung der Feldspäte, Lateritisierung und Roterdebildung führten. Die so entstandenen mächtigen Verwitterungsdecken wurden nur zum Teil wieder abgetragen und werden heute in weiten Bereichen als sandiger Granit- und Gneisgrus noch angetroffen.

Differentielle Blocktektonik mit einer Hebung im 10er-Meter-Bereich erfolgte erneut im Quartär. Im **Pleistozän** wurde das Relief vorwiegend durch physikalische Verwitterung überprägt. Die Hochlagen des Bayerischen Waldes waren im Pleistozän nachweislich mehrmals vergletschert (PRIEHÄUSER 1930, JERZ 1995). Von lokalen Gletschern am Großen und Kleinen Arber, Falkenstein, Rachel und Lusen (HAUNER 1980) sowie am Dreissesselberg zeugen Relikte wie Karseen (u. a. Großer und Kleiner Arbersee), Moränen, Toteiskessel, Gletscherschliffe und Findlingsblöcke (PFAFFL 1989, PRIEHÄUSER 1938, –1963, RATHSBURG 1935). Die Karseen werden meist oberhalb 1300 m ü. NN beobachtet, Endmoränen reichen nach ERGENZINGER (1967) bis 900 m ü. NN herab. Über die Ausdehnung der Gletscher herrschen nach den o. g. Autoren jedoch unterschiedliche Ansichten.

Im Periglazialbereich entstanden unter dem jahreszeitlichen Wechsel von Gefrieren und Auftauen der obersten Bodenschichten über Dauerfrostboden ausgedehnte Schuttbildungen und periglaziale Solifluktion mit resultierendem Bodenabtrag. In den Hochlagen ist verfestigter Frostschutt aus periglazialen Fließerden weit verbreitet (PRIEHÄUSER 1951, ELLING 1987, HOFMANN-SCHIELLE 1988). In den höher gelegenen Hanglagen (700–800 m ü. NN) werden ebenfalls stark verfestigte, sandige Schuttdecken mit blockreicher Deckfolge beobachtet. Der Schutt wurde bis in die tieferen Lagen verfrachtet (500–700 m ü. NN), wo er lockerer gelagert ist und aus älterem z. T. lehmig verwittertem Fließerdematerial besteht. Schuttbildung und Bodenabtrag werden im Periglazial von einer verstärkten Seiten- und Tiefenerosion der Flüsse und von Lößlehm-sedimentation durch Winderosion begleitet.

Der **tektonische Bau** des südwestlichen Teils der Böhmisches Masse im Bayerischen und südlichen Oberpfälzer Wald wird heute vorwiegend durch ein WNW–ESE orientiertes Streichen der flach liegenden Gneise geprägt. Im östlichen Bayerischen Wald kommen auch SW–NE orientierte Mulden- und Antiklinalstrukturen vor, die von älteren Faltungen herrühren (TROLL ET AL. 1967). Den gefalteten moldanubischen Gneisen sind WNW–ESE bis NW–SE-streichende Scherzonen aufgeprägt, die nach NE einfallen. Sie treten in flächiger Verbreitung von Perlgneisen bzw. in schmalen Zonen von Blastomyloniten in Erscheinung (Bayerischer Pfahl, Rundinger Zone bei Bodenmais). Diese überregionalen Störungszonen in variskischer Streichrichtung wurden bereits im Oberkarbon angelegt (ROHRMÜLLER ET AL. 1996). Die **Pfahlzone** (Bayerischer Pfahl), die den Vorderen Bayerischen Wald vom Inneren Bayerischen Wald trennt, folgt einer tiefreichenden Schwächezone des Moldanubikums und erstreckt sich über 200 km Länge. Ihre Breite schwankt von wenigen Zentimetern bis zu 100 m. Dextrale Seitenverschiebungen und vertikaler Versatz führten zu einer Mylonitisierung der benachbarten Perlgneise, migmatischen Gneise und Anatexite bei hoher Temperatur und zu kataklastischen Verformungen (Pfahlschiefer-Mylonite). Die seit dem Perm bis in post-variskische Zeit in mehreren Schüben in der Störung mineralisierten Quarzgänge überragen die weicheren Mylonite morphologisch, so dass der Quarz als mauerartiger Härtling herauspräpariert ist (GÜMBEL 1868). Der Pfahlquarz, der zu 95–98 % aus

SiO₂ besteht, zeugt von der Zirkulation hydrothormaler Lösungen, deren Konzentration an gelöstem SiO₂ etwa 500 mg/L betrug (STRUNZ 1971). In Begleitung der Pfahlstörung wurden mehrere Nebenstörungen (»Nebenpfähle«), Fiederspaltan und Parallelstörungen gebildet. Die bedeutendste Parallelstörung ist die nördlich der Pfahlzone gelegene Rundinger Zone, die von Kötzing durch das Zellertal verläuft und bis Zwiesel reicht (Abb. 3-10). Neben den NW–SE-streichenden Störungen finden sich auch untergeordnet Störungen in SW–NE-Richtung (senkrecht zur Hauptrichtung), z. B. bei Böbrach im Untersuchungsgebiet (BGR 1999). Die tektonischen Schwächezonen dienen auch als Förderzonen für granitische Magmen.

Geologischer Aufbau des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich inmitten des Moldanubikum s. str. und wird von Gneisen und Graniten der Monotonen Gruppe aufgebaut (Abb. 3-10) (BAYGLA 1998, BGR 1999). Der aus Gneisen aufgebaute Arber-Gebirgszug, der den südöstlichen Teil des Arber–Kaitersberg-Gebirgszugs bildet, streicht in Richtung der Pfahlzone und wurde vermutlich im Tertiär angelegt. Nach FISCHER (1939) verlief die Entwässerungsrichtung damals noch ausschließlich von Nord nach Süd und wurde durch junge Hebungsvorgänge entlang der pfahlparallelen Störungen abgelenkt. Tektonisch wird das Gebiet durch die oben beschriebene Rundinger Zone geprägt, die hier von tektonisch stark beanspruchten Gesteinen (Myloniten) begleitet wird und in zahlreiche Nebenstörungen aufgespaltet ist. In südlicher Richtung verlaufen in einem spitzen Winkel zur Rundinger Zone (in Streichrichtung NNW–SSE) Nebenstörungen von Drachselsried nach Böbrach und von Bodenmais nach Langdorf. Auch diese sind von Myloniten begleitet. Im Raum Böbrach treten zudem weitere Störungen auf, die in etwa senkrecht zu den Nebenstörungen verlaufen. Die bedeutendste davon

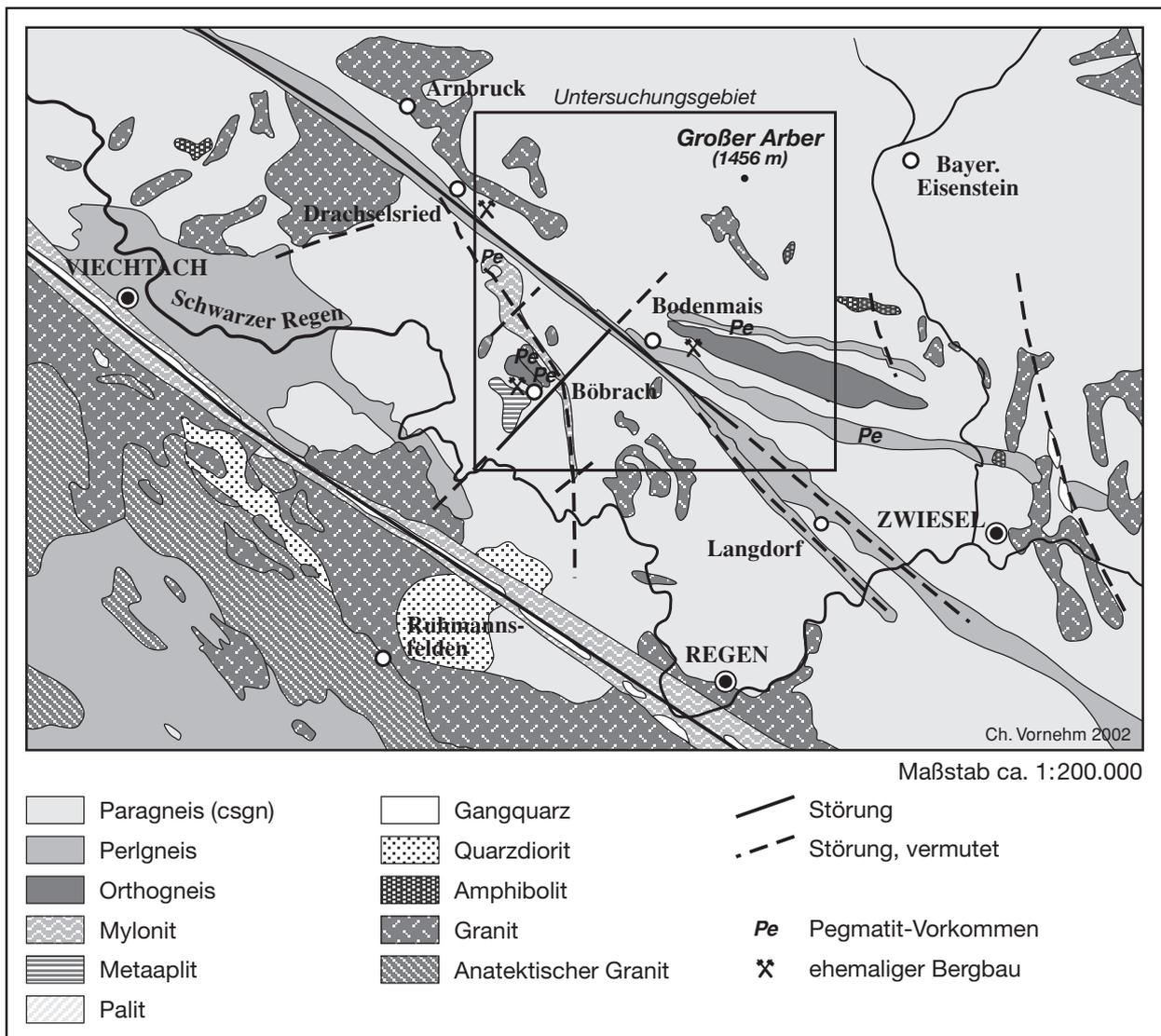


Abb. 3-10: Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes

verläuft durch das Rothbach-Tal und reicht bis Bodenmais, wo sie die Rundinger Störungszone im Zellertal kreuzt. Östlich von Böbrach bewirkt diese Störung ein Abknicken der Nebenstörung, so dass diese mit einem N–S-Streichen in Richtung auf den Pfahl zuläuft. Im Raum Böbrach wird durch das Vorkommen von Graniten und metamorphisierten Magmatiten (Orthogneisen) entlang der Störungszonen deutlich, dass diese Schwächezonen das Aufsteigen granitischer Magmen begünstigen. Langgestreckte Zonen von Körnelgneis und Orthogneis im spitzen Winkel zur Rundinger Zone (Streichen WNW–ESE) weisen auf ältere tektonische Strukturen hin.

3.2.2 Gesteine und ihre Zusammensetzung

Das Untersuchungsgebiet ist hauptsächlich aus Paragneisen der Monotonen Serie des Moldanubikums aufgebaut, in die weitflächig variskische und ältere Plutonite intrudierten (ROHRMÜLLER ET AL. 1996). Durch mehrmalige Regional-Metamorphose und Faltung entstanden die metapelitischen Glimmerschiefer und Gneise der »Arber-Osser-Serie« (WIMMENAUER 1985). Den wesentlichen Anteil in den Gneisen bilden Feldspat (>20 Vol-%) und Quarz neben parallel orientierten Glimmern (Muscovit und Biotit) und Amphibolen. Im Arbergebiet kommen Gneise mit höheren Anteilen von Sillimanit, Cordierit, Granat und Biotit vor, die nach BEST (1982) zu den für pelitische Gneise typischen Mineralen zählen. Plagioklas und Quarz sind in allen Gneisen im Überschuss vorhanden (WIMMENAUER 1985). Der hohe Anteil an Aluminium-Mineralen belegt den hohen Anteil von Tonmineralen im Ausgangsgestein.

Die Minerale Sillimanit und Cordierit weisen auf einen mittleren bis hohen Metamorphosegrad der Regional-Metamorphose bei hohen Temperaturen (670–750° C) und niedrigem Druck (3–4 kbar) hin (WINKLER 1979). Bei höherem Metamorphosegrad ist Muskovit neben Quarz nicht mehr stabil und verschwindet zugunsten von Kalifeldspat und Sillimanit. Bei Temperaturen von über 700° C erfolgt teilweise Aufschmelzung und es entstehen Anatexite. Wegen der Überprägung der Gesteine durch mehrmalige Metamorphosen und Faltungen ist die Rekonstruktion ihrer Genese im einzelnen komplex. Die älteste nachweisbare Metamorphose erfolgte in kaledonischer Zeit (Ordovizium/Silur), die jüngste Metamorphose ist jungvariskischen Alters. Das Ende der metamorphen Prägung kann mit der Abkühlung der Gesteine unterhalb einer Temperatur von 350° C in die jung-karbonische Zeit eingeordnet werden.

Die **Cordierit-Sillimanit-Gneise** des Untersuchungsgebietes gliedern sich in vier Zonen verschiedener Ausbildung (BAYGLA 1998, TROLL ET AL. 1987, LINHARDT 1985):

- (1) Südwestlich der Böbracher Störungszone bis zum Bayerischen Pfahl ist perliger Cordierit-Sillimanit-Gneis ausgebildet.
- (2) Zwischen der Böbracher Störungszone und dem Zellertal kommt metatektischer bis anatektischer Cordierit-Sillimanit-Gneis vor, der auf den Einfluss erhöhter Temperaturen zwischen den beiden Störungszonen hinweist.
- (3) Nordöstlich des Zellertals schließt sich zunächst ein Band mit metatektischem Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis an, der im Bereich des Silberbergs an Plagioklas verarmt ist und Einsprengungen von Kalksilikatgestein enthält, das aus karbonatisch-kieseligem Material (Mergeln) entstanden ist.
- (4) Nordöstlich schließt sich der eigentliche Cordierit-Sillimanit-Gneis des Arbergebietes an. Dieser helle, mittelkörnige Gneis weist einen deutlichen Lagenbau auf und wird häufig als »Lagengneis« oder »Arbergneis« bezeichnet.

Im Bereich der auslaufenden Rundinger Zone finden sich mehrere langgestreckte Zonen von granitoidem **Körnelgneis** (»Rabensteiner Gneis«) (TROLL ET AL. 1967) und Granit-Biotit-Plagioklas-Gneis. Beide sind aus metamorphen Magmatiten (Orthogneisen) im Bereich von alten Störungszonen hervorgegangen. Auch im Bereich der Böbracher Störungszone kommen Orthogneise vor (Kap. 3.2.1). Im Raum Böbrach werden zudem Metapelite beobachtet (BGR 1999), die auch als »Leptynischer Gneis« bezeichnet werden (BAYGLA 1998). Es handelt sich um einen metamorphen Magmatit, der als heller, feinkörniger Lagengneis mit Granat-Sillimanit-Anreicherung ausgebildet ist. Auch diese Gesteine weisen auf ältere Störungszonen hin, die als Förderzonen für die aufsteigenden Magmatite dienten und später metamorph überprägt wurden.

Bei neuen tektonischen Vorgängen in postvariskischer Zeit wurden die alten Strukturen reaktiviert, so dass heute ältere Orthogneise und jungvariskische Granite häufig im selben Bereich anzutreffen sind. Die **Granite** sind als mittelkörnige Zwei-Glimmer-Granite oder grobkörnige porphyrische Granite mit Kalifeldspat-Einsprenglingen ausgebildet. Durch die mehrmalige Überprägung der Gesteine durch Metamorphose und Aufschmelzungsprozesse kommen auch Plutone vor, die aus Paragneisen entstanden sind, welche in der mittleren bis tiefen Erdkruste aufgeschmolzen wurden (S-Typ-Granite) (ROHRMÜLLER ET AL. 1996). An die älteren und jüngeren Intrusionsgebiete sind zahlreiche Pegmatitvorkommen gebunden. Die Störungszonen werden wie die Pfahlzone von **Myloniten** begleitet. Auch Perlgneise werden beobachtet, die vermutlich in der Tiefe umkristallisierte Mylonite darstellen und auch als »Tiefenmylonite« bezeichnet werden (WIMMENAUER 1985). Hydrothermale Umwandlungen mit Quarzausfällungen durch Zirkulation hydrothermaler Wässer, wie sie in der Pfahlzone beobachtet werden, sind im Untersuchungsgebiet nicht bekannt.

Chemische Untersuchungen an den Gneisen und Metatexiten um den Silberberg bei Bodenmais, die von TROLL ET AL. (1987) beschrieben werden (Anhang 2), ergeben einen Anteil von > 60 Gew.-% SiO_2 und einen hohen Anteil von Al_2O_3 (> 15 %). Daneben werden als Hauptkomponenten Na_2O und CaO (3 – 8 %), die auf Plagioklase hinweisen und K_2O (2 – 6 %), das vorwiegend aus Biotiten stammt, gemessen. Auch MgO und Fe_2O_3 sind mit insgesamt 3 – 5 Gew.-% vertreten. Der relativ hohe Anteil von P_2O_5 (bis 0,7 %) weist auf das Vorkommen von Apatit hin. Als Nebenbestandteil wird reichlich Barium beobachtet (300 – 2500 ppm), das ein Hinweis auf die marine Entstehung der Gesteine sein kann, sowie TiO_2 , Zr, Cr, Ni, Zn und die radioaktiven Elemente Rb und Sr. Am Rabensteiner Gneis wurden zudem 110 ppm Blei beobachtet (LINHARDT 1985).

Im Untersuchungsgebiet bilden Granite, Pegmatite und Sulfidvererzungen in historischer Zeit wirtschaftlich interessante **Lagerstätten**. Pegmatite werden nordöstlich von Bodenmais (in der Nähe der Staatsstraße 2136), im Raum Böbrach und auf der Frath (südöstlich Drachselsried) angetroffen (Abb. 3-10) (BAYGLA 1998, STRUNZ 1971). Das Pegmatit-Vorkommen auf der Frath war nach PFAFFL (1971) vermutlich größer als der bekannte Hühnerkobel-Pegmatit nordwestlich von Zwiesel, der die Gneise auf einer Länge von 800 m und einer Breite von 200 m diskordant durchsetzt. Der Pegmatit auf der Frath besteht hauptsächlich aus Quarz, der bis in die 1970er Jahre abgebaut und als Straßenschotter genutzt wurde. Neben Quarz enthält er auch Sulfide wie Pyrit, Magnetkies und Kupferkies sowie verschiedene Uranglimmer (STRUNZ 1962). Im Bereich zwischen Arnbruck und Zwiesel kommen zahlreiche Sulfidvererzungen vor (Abb. 3-10). Bergbau in kleineren Gruben wurde in Unterried (bei Drachselsried), Böbrach und Mais (bei Bodenmais) betrieben. Das bergbaulich bedeutendste Vorkommen wurde westlich von Bodenmais am Silberberg bis 1962 abgebaut. Das Vorkommen der Sulfiderze wird auf eine submarin-vulkanische Bildung in einem marinen Sedimentationsraum zurückgeführt (Kap. 6.2). So ist nach TROLL ET AL. (1987) und LINHARDT (1985) auch an der Genese des Nebengesteins eine vulkanische Komponente mit rhyolitischen und dacitischen Magmen beteiligt. Unabhängig von den Sulfidvererzungen treten in den Gneisen auch Gold-Arsen-Bismut-Vererzungen auf, die bei der Regional-Metamorphose mobilisiert und angereichert wurden. Es überwiegt eine feine Verteilung der Erze in den Gneisen, die vermutlich im Sedimentationsstadium über vulkanische Aktivität in einem niedrig temperierten Hydrothermalsystem zugeführt wurden (LEHRBERGER & MARTINEK 1996). Die Golderze wurden durch Verwitterung vor allem im Tertiär freigesetzt. Das in den Talfüllungen als Seifen angereicherte Gold wurde vor allem im Mittelalter abgebaut. Die Lagerstätten des Bayerischen Waldes sind heute für den Bergbau nicht mehr von Bedeutung. Der Silberberg bei Bodenmais wird als Schaubergwerk betrieben.

3.3 Hydrogeologie und Wasserhaushalt

3.3.1 Hydrogeologie

In Gebieten mit Kristallingestein ist der wasserführende Untergrund in zwei verschiedene Aquifertypen gegliedert: Das zerklüftete Festgestein baut einen Kluft-Grundwasserleiter auf, die darüber liegende Verwitterungszone einen Poren-Grundwasserleiter.

Im **Kluft-Grundwasserleiter** ist die Porosität des frischen Kristallingesteins im allgemeinen zu vernachlässigen und beträgt nach DAVIS & DE WIEST (1967) weniger als 1%. Jedoch entstehen durch Schieferung,

Schichtflächen, Spannungsklüfte und tektonische Klüfte in den Metamorphiten und Plutoniten zahlreiche Wasserwege. Oft handelt es sich um ein engständiges Netzwerk, das sich annähernd wie ein homogener, isotroper Aquifer verhält (STOBER 1995). Besonders in Störungszonen, in denen die Klüfte durch tektonische Beanspruchung und Verwitterung aufgeweitet sind, wird hoher Grundwasserandrang beobachtet. Auch an Pegmatitgänge sind oft ausgedehnte Kluftzonen gebunden (MATTHEß & UBELL 1983). Sich kreuzende Klüfte werden im allgemeinen bis etwa 50 m Tiefe beobachtet (MATTHEß & UBELL 1983, STAŠKO & TARKA 2001). Trotz wachsenden Druckes im Erdinnern werden auch in Tiefen über 100 m noch offene Klüfte angetroffen. In der Vorbohrung zur Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in der Oberpfalz wurden in über 3500 m und auf der Halbinsel Kola in über 12 500 m Tiefe noch offene, wasserführende Klüfte mit hochsalinaren Fluiden angetroffen (LODEMANN 1993, KAZLOVSKY 1984, zit. in STOBER 1995).

Die Durchlässigkeit im Kluftaquifer variiert stark je nach Gesteinsart, tektonischer Beanspruchung und Verwitterungsgrad. Es wird unterschieden zwischen der Gesteinsdurchlässigkeit, die am frischen Gestein gemessen wird, und der Gebirgsdurchlässigkeit, die den Einfluss der Klüfte berücksichtigt. Die Gesteinsdurchlässigkeit von unverwittertem Granit kann nach LOUIS (1968) mit $0,5 \cdot 10^{-12}$ bis $2,0 \cdot 10^{-12}$ m/s angesetzt werden (»sehr schwach durchlässig« nach DIN 1998). Die hydraulische Durchlässigkeit von frischen Gneisen liegt im Bereich zwischen $2 \cdot 10^{-9}$ und $8 \cdot 10^{-6}$ m/s (»sehr schwach durchlässig« bis »durchlässig« nach DIN 1998) (Werte nach verschiedenen Autoren, zitiert in MATTHEß & UBELL 1983). In kristallinen Schiefen liegt die hydraulische Durchlässigkeit nach MORRIS & JOHNSON (1967) zwischen $7 \cdot 10^{-12}$ und $4,2 \cdot 10^{-5}$ m/s. Die im Vergleich zum Granit höhere Durchlässigkeit ist auf die Ausbildung von Schiefer- und Schichtflächen in den metamorphen Gesteinen zurückzuführen. Die Gebirgsdurchlässigkeiten liegen nach STOBER (1995) im Granit im Mittel bei $9,6 \cdot 10^{-7}$ m/s, im Gneis bei $5,0 \cdot 10^{-8}$ m/s. Die höheren Werte im Granit sind hier auf größere Klüftigkeit und das spröde Verhalten des Gesteins im Vergleich zum duktileren Gneis zurückzuführen. Im Kluft-Grundwasserleiter werden aufgrund der Klüftung starke Anisotropien beobachtet, die nach DARKO & KRÁSNÝ (1998) innerhalb desselben Gesteins Unterschiede von 3–4 Größenordnungen erreichen können. Nach LOUIS (1968) kann die Gebirgsdurchlässigkeit in Richtung der Klüfte auf $0,8–6 \cdot 10^{-3}$ m/s ansteigen, was in etwa der Durchlässigkeit eines Kies-Grundwasserleiters entspricht.

Der für die Wasserversorgung in Kristallingebieten ergiebiger Grundwasserleiter ist hingegen der **Poren-Grundwasserleiter** der Verwitterungszone, die vertikal in verschiedene Zonen gegliedert werden kann (PRIEHÄUßER 1971, SAKER & JORDAN 1977) (Abb. 3-11). Durch die Verwitterung (verstärkt durch den Einfluss tektonischer Kräfte und Entlastung durch Erosionsvorgänge) wird zunächst das frische Gestein in seinem Gesteinsverband durch Kleinerklüftung gelockert, wobei der Mineralverband jedoch erhalten bleibt. Es entsteht eine Auflockerungszone mit Blöcken, die nach oben hin kleiner werden. Wenn Kristallingesteine einem tropisch-feuchten Klima ausgesetzt werden, wie dies im Tertiär im Bayerischen Wald der Fall war, so unterliegen sie einer tiefreichenden chemischen Verwitterung (Kap. 3.2.1; Kap. 3.4). Dabei wird eine sandige Gruszone gebildet, die ebenso wie die Blockzone einen besonders ergiebigen Grundwasserleiter darstellt. Wie in der Blockzone nimmt auch in der Gruszone die Korngröße nach oben hin ab. Durch die Bildung von Tonmineralen bei der Verwitterung wird die Durchlässigkeit des Grundwasserleiters bereichsweise stark herabgesetzt. Bei eiszeitlicher Überprägung entstehen besonders im Gipfelbereich ausgedehnte Bereiche mit blockig-scherbigen Haufenwerken (Blockmeeren), die eine hohe Durchlässigkeit und Nutzporosität aufweisen. In Periglazialbereichen mit ausgedehnten Fließerdedecken, die eine starke Verfestigung aufweisen können, ist die Durchlässigkeit hingegen stark gehemmt.

Die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke hängt ab von der Dauer des Verwitterungsprozesses und dem Klima, das dabei geherrscht hat. Durch Erosion wird ein Teil der Verwitterungsdecke besonders im Gipfel- und Hangbereich abgetragen und in Talbereichen akkumuliert (PRIEHÄUßER 1971, STAŠKO & TARKA 2001). Im Durchschnitt werden im Nordostbayerischen Kristallin maximal 40–50 m mächtige Verwitterungsdecken angetroffen (BREUER 1997, LISCHIED ET AL. 2001). Gelegentlich werden Mächtigkeiten bis über 100 m beobachtet (BADER 1959, DAVIS & TURK 1964). In Bohrungen im Untersuchungsgebiet und im Raum Regen wurden Mächtigkeiten zwischen 10 und 46 m beobachtet (BAYGLA 2002, LAUTENSCHLAGER 2002).

Die Porosität der sandigen Grusmassen kann bis zu 50 % betragen, in größeren Tiefen sinkt sie auf 2–10 % (DAVIS & DEWIEST 1967, PRIEHÄUßER 1971). STAŠKO & TARKA (2001) geben die effektive Porosität der Verwitte-

rungszone über Gneis in den Sudeten mit 10–30 % an, LISCHIED ET AL. (2001) haben im Lehstenbach-Einzugsgebiet im Fichtelgebirge nur eine mittlere effektive Porosität von 7,7 % beobachtet. Auch die Durchlässigkeit der Verwitterungsdecke variiert stark je nach deren Ausbildung. TARKA (1997, zit. in STAŠKO & TARKA 2001) gibt für die Verwitterungszone über Gneis einen k_f -Wert von $1,1 \cdot 10^{-4}$ m/s an, bei LISCHIED ET AL. (2001) wird die hydraulische Durchlässigkeit mit $3 \cdot 10^{-6}$ m/s angegeben (»durchlässig« nach DIN 1998). BREUER (1997) differenziert die Durchlässigkeit der Verwitterungszone im Einzugsgebiet der Waldnaab (Oberpfalz) nach der Gruszone, deren k_f -Wert sich im Bereich zwischen $1,8 \cdot 10^{-5}$ und $3,6 \cdot 10^{-7}$ m/s bewegt (»durchlässig« bis »schwach durchlässig«), nach lehmigen, kaolinisierten Bereichen mit $1,4 \cdot 10^{-8}$ m/s (»schwach durchlässig«) und nach sandig-schluffigen Bereichen mit $2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s (»durchlässig«). SAKER & JORDAN (1977) differenzieren nach der Deckschicht ($3 \cdot 10^{-5}$ m/s), der Gruszone (bzw. feinklastische Schuttzone) ($1,2 \cdot 10^{-4}$ m/s) und der Blockzone ($1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s). Die Durchlässigkeit ist dabei im Übergangsbereich von der Gruszone zur Blockzone am höchsten und nimmt nach oben und unten hin ab. STAŠKO & TARKA (2001) differenzieren die Durchlässigkeit der Verwitterungszone nach der Wassersättigung: Unter ungesättigten Bedingungen liegt der k_f -Wert bei 10^{-7} – 10^{-8} m/s, unter wassergesättigten Bedingungen bei $8 \cdot 10^{-6}$ m/s. Die starke Streuung und die unterschiedlichen Differenzierungsansätze zur Charakterisierung der Durchlässigkeit spiegeln die heterogene Ausbildung des Materials wider. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Verwitterungsdecke bei stark sandigen und blockigen Anteilen eine hohe Durchlässigkeit aufweist, die im Bereich zwischen 10^{-4} und 10^{-6} m/s liegt und in Bereichen mit Kaolinisierung und höheren Anteilen von Tonmineralen auf Werte bis 10^{-8} m/s abnimmt. Aus den Flachbohrungen im Untersuchungsgebiet (BAYGLA 2002) geht hervor, dass die Verwitterungszone im Untersuchungsgebiet vorwiegend aus Sand mit Schluff besteht und sowohl tonig als auch blockig-kiesig ausgebildet sein kann. Es handelt sich also um ein sehr heterogenes Material, dessen hydraulische Durchlässigkeit lokal starken Schwankungen unterliegt. Nach SEILER & MÜLLER (1995) kann die Durchlässigkeit der Gruszone aus verwitterten Gneisen, wie sie im Untersuchungsgebiet vorherrschen, wegen des höheren Tongehalts generell niedriger eingestuft werden als diejenige aus verwitterten Graniten.

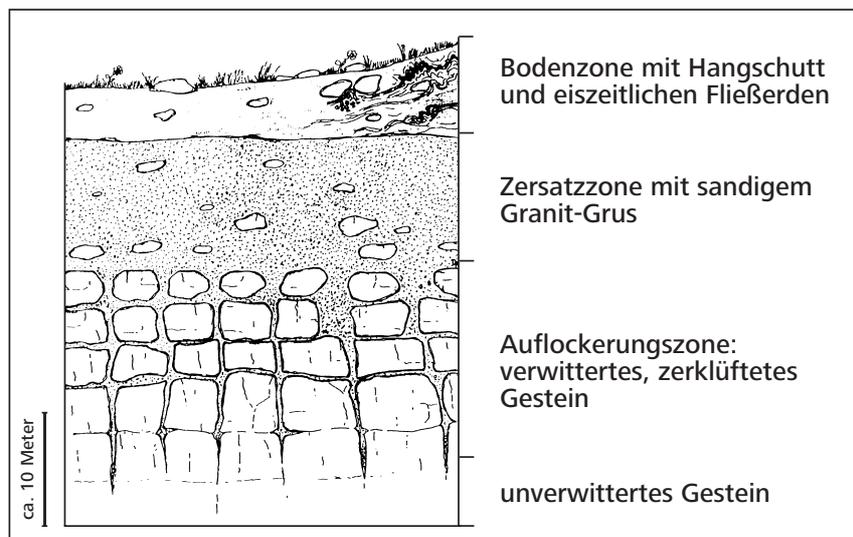


Abb. 3-11: Vertikale Gliederung der Verwitterungszone

Aus der Verwitterungszone entspringen zahlreiche, wenig schüttende Quellen, die besonders in Hangbereichen zeitweise versiegen. Meist stellt das Wasser der Quellen eine Mischung aus unterschiedlichen prozentualen Anteilen von Oberflächenwasser, Interflow und Grundwasser dar. PRIEHÄUSER (1971) unterscheidet drei Arten von Quellen: jene aus Hangzugwasser (Interflow), die nur durch ein kleines Reservoir gekennzeichnet sind und zeitweise versiegen, Quellen aus dem Zersatz (Gruszone), die ein großes Reservoir besitzen und ein ausgeglichenes Schüttungsverhalten aufweisen und sauerstoffarme huminstoffreiche Quellen, die von Überschusswasser aus Hoch- und Niedermoorgebieten gespeist werden. In morphologisch niedrigeren Gebieten sind die Grundwasser-Vorkommen oft ergiebiger und durch Brunnen erschlossen, deren Brunnenleistung zwischen 0,001 und 2,4 L/s (MW 0,5–1,5 L/s) variieren (MATTHEß & UBELL 1983). Bei tonigen Verwitterungsdecken kann der Grundwasserleiter gespannt sein. Die Transmissivität im Raum Regen liegt nach der Berechnungs-Methode von LOGAN (1964) zwischen $9 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-4}$ m²/s (MW $2 \cdot 10^{-4}$ m²/s)

Da die Niederschlagsverhältnisse in Kap. 3.1.3 bereits ausführlich besprochen wurden, werden hier nur die für die Berechnungen benötigten Niederschlagsdaten der Stationen Großer Arber und Zwieselberg während des Untersuchungs-Zeitraums tabellarisch wiedergegeben (Tab. 3-2). Auch hier wird der Höhengradient mit ganzjährig höheren Niederschlägen in den Hochlagen deutlich.

b) Verdunstung

Ein beträchtlicher Teil des Niederschlags (im Mittel 62 % in Westdeutschland) geht durch Verdunstung in Wasserdampf über, ohne am Zyklus des oberirdischen oder unterirdischen Wassers teilzunehmen. Dieser Verdunstungs-Verlust steht somit nicht für die Grundwasserneubildung und den Abfluss zur Verfügung und wird für die Berechnung des unterirdischen Abflusses vom Niederschlag abgezogen. Die direkte Messung der Verdunstung ist zeit- und kostenaufwendig und wird in der Hydrogeologie häufig durch die Berechnung mit Hilfe von zahlreichen empirischen und halb-empirischen Gleichungen ersetzt. Diese weisen allerdings, ebenso wie die direkten Messungen, große Unsicherheiten auf (MATTHEß & UBELL 1983, DYCK & PESCHKE 1995). Sinnvoll ist es deshalb, mehrere dieser Verfahren anzuwenden und miteinander zu vergleichen.

Die Verdunstung wird üblicherweise als Evapotranspiration (ET) berechnet. Diese ist ein Summenparameter aus der Evaporation, welche die Verdunstung vom Boden oder von freien Wasserflächen angibt, und der Transpiration, welche die physiologisch gesteuerte Transpiration der Vegetation darstellt. Bei Wasserhaushaltsberechnungen wird zudem zwischen der potentiellen (ET_{pot}) und der effektiven (aktuellen oder reellen) Evapotranspiration (ET_{eff}) unterschieden. Die potentielle ET bezeichnet dabei die maximal mögliche Verdunstungshöhe unter den gegebenen meteorologischen Bedingungen, während die effektive ET die tatsächliche Verdunstungshöhe mit der zusätzlichen Berücksichtigung von gebietspezifischen Parametern wie beispielsweise Bodenart, Bodenfeuchtezustand und Landbedeckung angibt. Die Vegetationsart ist hierbei von entscheidender Bedeutung. Auf unbedecktem Boden sind Abfluss und Versickerung etwa zweimal höher als auf vegetationsbedecktem Boden. Dementsprechend geringer ist auch die Verdunstung. Auf Grünland z. B. ist die Verdunstung um ca. 20 % höher als auf Ackerland, da dort die Transpiration der Pflanzen wegen der kürzeren Bewuchszeit herabgesetzt ist. Im Wald wird ein großer Teil des Niederschlags im Kronendach abgefangen und verdunstet von dort, ohne auf die Erdoberfläche zu gelangen. Die Verdunstung ist zudem auf Nadelwaldflächen höher als auf Laubwaldflächen, da der Nadelwald erstens durch eine größere Oberfläche mehr Niederschlag abfängt und zweitens während des ganzen Jahres assimiliert und transpiriert (BRECHTEL 1970).

Potentielle Evapotranspiration

(1) ET_{pot} nach Haude (HAUDE 1955)

Die halbempirische Formel (Gl. 3) berücksichtigt die relative Luftfeuchte eines Tages um 14 Uhr und die zugehörige Lufttemperatur, um das mittägliche Sättigungsdefizit zu berechnen. Zusätzlich wird ein monatlicher Korrekturwert eingeführt (Monatskoeffizient x), für den nach verschiedenen Autoren (HAUDE 1955, DIN 1997A, ELLING ET AL. 1987, HÖLTING 1996) unterschiedliche Werte definiert werden (Tab. 3-3). Die Berechnung nach Haude eignet sich gut für kurze Zeiträume (einzelne Tage). Wegen der verhältnismäßig einfachen Gleichung wird sie in DIN (1997A) standardmäßig für die Ermittlung der ET_{pot} herangezogen.

$$ET_{pot} = x * P_{14} [1 - (F_{14}/100)] \quad (Gl. 3)$$

Dabei sind:

- ET_{pot} : potentielle Evapotranspiration [mm/d]
- P_{14} : Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 Uhr [mbar]
- F_{14} : relative Feuchte der Luft um 14 Uhr [%]
- x : Monatskoeffizient (Tab. 3-3)

Der Sättigungsdampfdruck der Luft (P_{14}) wird nach Gl. 4 berechnet:

$$P_{14} = 4,58 * 10^{(7,45+t)/(235+t)} \quad [\text{mbar}] \quad (Gl. 4)$$

Mit t = Lufttemperatur um 14 Uhr [°C]

(2) ET_{pot} nach Schendel (SCHENDEL 1968)

Die Formel nach Schendel (Gl. 5) ist eine Abwandlung der Haude-Gleichung und gilt für längere Zeiträume. Statt der Temperatur und relativen Feuchte um die Mittagszeit werden hier die Monatsmittel von Lufttemperatur und relativer Luftfeuchte herangezogen und mit einem Proportionalitätsfaktor multipliziert.

$$ET_{pot} = (T/F) * 480 \tag{Gl. 5}$$

Mit:

- ET_{pot} : potentielle Evapotranspiration [mm/Monat]
- T: Monatsmittel der Lufttemperatur [°C]
- F: Monatsmittel der relativen Luftfeuchte [%]

Die Ergebnisse für die langjährigen Mittelwerte sowie für den Untersuchungs-Zeitraum an den Stationen Großer Arber und Zwieselberg sind in den Tab. 3-6 und 3-7 aufgeführt.

Tab. 3-6: Verdunstung nach SCHENDEL (1968) (langjährige Mittelwerte 1960–90)

Station	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahressumme [mm/a]
Großer Arber ET_{pot} (Schendel) [mm/mon]	0,0	0,0	0,0	6,7	36,8	52,8	67,8	63,8	44,0	28,5	0,0	0,0	300,4
Zwieselberg ET_{pot} (Schendel) [mm/mon]	0,0	0,0	9,0	33,7	69,8	87,2	97,9	90,5	66,1	39,9	7,8	0,0	501,9

Tab. 3-7: Verdunstung nach SCHENDEL (1968) (Untersuchungs-Zeitraum)

Station	Jahr	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahressumme [mm/a]
Großer Arber ET_{pot} (Schendel) [mm/mon]	2000								82,1	51,6	35,9	8,1	0,0	
	2001	0,0	0,0	0,0	0,6	57,5	42,9	73,5	75,7	25,2	55,6	0,0	0,0	330,9
	2002	0,0	0,0	1,9										
Zwieselberg ET_{pot} (Schendel) [mm/mon]	2000								104,1	69,5	50,7	18,5	0,0	
	2001	0,0	0,0	20,9	30,3	104,0	76,4	104,6	101,3	52,2	57,6	3,0	0,0	550,4
	2002	0,0	14,4	19,1										

(3) ET_{pot} nach Thornthwaite (THORNTHWAITE & MATHER 1955)

Bei der Berechnung der ET_{pot} nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) (Gl. 6) wird nur das Monatsmittel der Lufttemperatur als klimatische Eingangsgröße berücksichtigt. Zusätzlich geht ein Korrekturfaktor für die geographische Breite ein (Tab. 3-8), der die Auswirkung der davon abhängigen Tageslängen widerspiegelt (KELLER 1961).

$$ET_{pot} = 16 * (10 t/l)^a * \nu_{Thorn} \tag{Gl. 6}$$

Mit:

- ET_{pot} : potentielle Evapotranspiration [mm/Monat]
- t: mittlere monatliche Lufttemperatur [°C]
- l: Wärmeindex, als Summe der 12 Monatswerte von $(t/5)^{1,514}$
- a: $6,75 * 10^{-7} * l^3 - 7,71 * 10^{-5} * l^2 + 1,792 * 10^{-2} * l + 0,49239$
- ν_{Thorn} : monatlicher Korrekturfaktor für die geographische Breite $\varphi = 49^\circ$

Tab. 3-8: Korrekturfaktor ν_{Thorn} für geographische Breite $\varphi = 49^\circ$

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Korrekturfaktor ν_{Thorn} für 49° nördl. Breite (Keller 1961)	0,75	0,79	1,02	1,14	1,32	1,34	1,35	1,24	1,05	0,93	0,76	0,71

Die Ergebnisse der Berechnung sind in Tab. 3-9 für die langjährigen Mittelwerte sowie die Monatswerte während des Untersuchungs-Zeitraums (Tab. 3-10) der Stationen Großer Arber und Zwieselberg zusammengestellt. Die Formel nach Thornthwaite liefert für negative Temperaturwerte keine Ergebnisse, weswe-

gen sie für das Untersuchungsgebiet nur bedingt anwendbar ist. Nach RÖSSERT (1976) sowie MATTHEß & UBELL (1983) liefert das Verfahren für Mitteleuropa im Frühjahr zu niedrige und im Herbst zu hohe Werte.

Tab. 3-9: Verdunstung nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) (langjährige Mittelwerte 1960–90)

Station	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahressumme [mm/a]
Großer Arber ET _{pot} (Thornthwaite) [mm/mon]	-	-	-	16,5	62,0	83,2	95,5	87,1	59,4	35,5	-	-	439,2
Zwieselberg ET _{pot} (Thornthwaite) [mm/mon]	-	-	10,2	36,3	79,0	99,2	110,9	98,3	64,9	36,9	7,2	-	542,8

Tab. 3-10: Verdunstung nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) (Untersuchungs-Zeitraum)

Station	Jahr	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahressumme [mm/a]
Großer Arber ET _{pot} (Thornthw.) [mm/mon]	2000								-	-	-	-	-	
	2001	-	-	-	2,3	85,4	75,3	110,6	107,2	41,1	59,6	-	-	481,6
	2002	-	-	-										
Zwieselberg ET _{pot} (Thornthw.) [mm/mon]	2000								-	-	-	-	-	
	2001	-	-	20,8	32,0	99,0	89,6	115,6	108,2	53,6	50,4	2,5	-	571,6
	2002	-	-	-										

Die Ganglinien der ET_{pot} (Abb. 3-12 a und 3-12 b) nach den verschiedenen Berechnungsmethoden weisen starke Variationen auf, was die große Unsicherheit der Methoden zur Verdunstungs-Berechnung und deren teilweise schlechte Übertragbarkeit in andere Klimaregionen verdeutlicht. Der größte Unterschied zwischen den Methoden tritt an der Station Zwieselberg im Juli (langj. Mittelwerte) auf, wo die Berechnung nach Haude (Koeff. DIN) und nach Thornthwaite einen Unterschied von 60 mm pro Jahr ergibt. Allgemein liegen die Werte nach Thornthwaite und Schendel im Sommer deutlich über den nach dem Haude-Verfahren berechneten Werten, im Winter hingegen liegen sie darunter. Die Berechnungen nach Haude unter Verwendung der unterschiedlichen Koeffizienten bewegen sich alle in etwa in derselben Größenordnung.

Die großen Unterschiede zeigen sich auch in den Jahreswerten (Tab. 3-11). Die Werte nach Haude, berechnet mit den Koeffizienten nach Hölting und Haude, befinden sich im mittleren Bereich der Varianz und kommen dem Mittelwert der berechneten Verdunstungs-Werte (250 mm/a an der Station Großer Arber und 459 mm/a an der Station Zwieselberg) am nächsten, weshalb sie für die Berechnung der Grundwasserneubildung herangezogen werden.

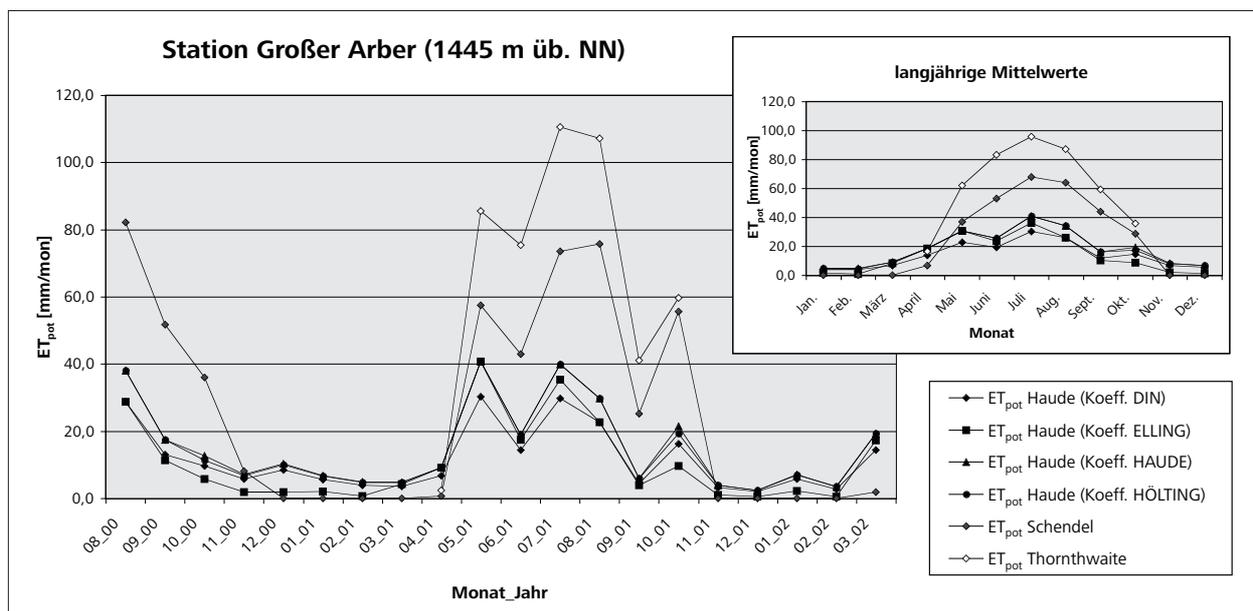


Abb. 3-12 a: Verdunstung an der Klimastation »Großer Arber« (langj. Mittelwerte und Untersuchungs-Zeitraum)

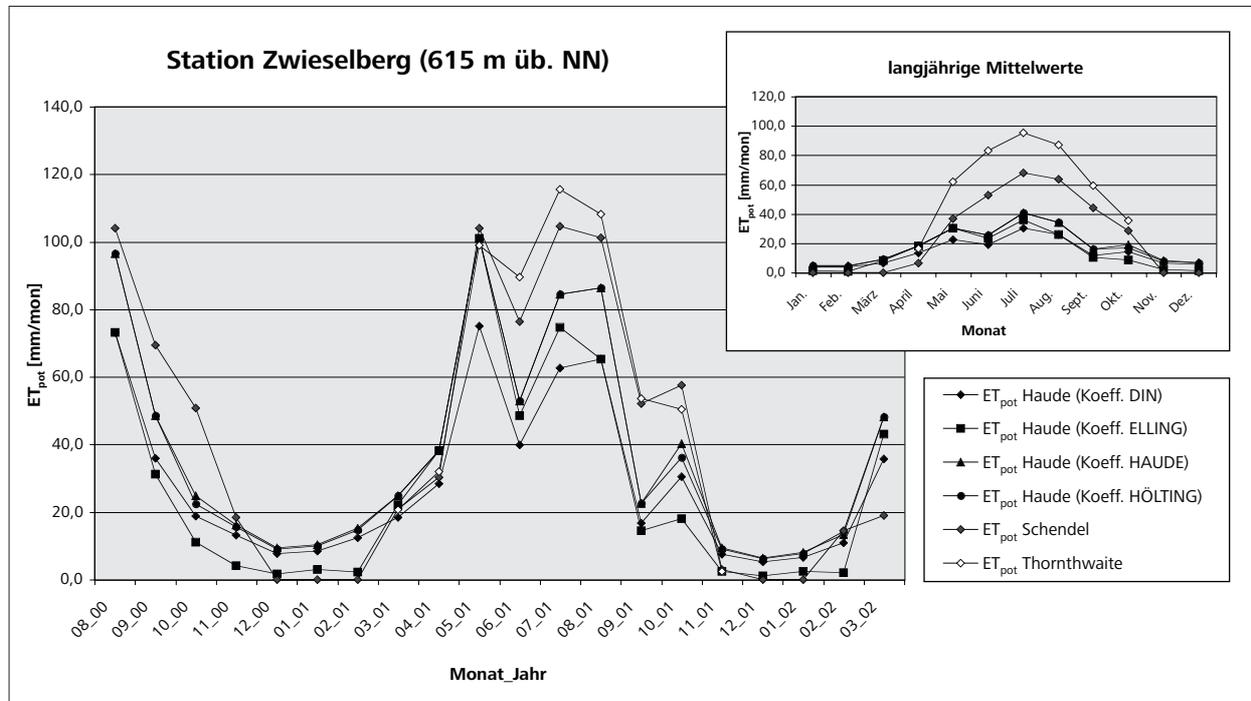


Abb. 3-12 b: Verdunstung an der Klimastation »Zwieselberg« (langj. Mittelwerte und Untersuchungs-Zeitraum)

Tatsächliche Evapotranspiration

Die Methoden zur Bestimmung der realen (oder effektiven) ET beruhen auf der Überlegung, dass die potentielle ET, die aus Klimadaten errechnet werden kann, das vorhandene Wasserdargebot nicht berücksichtigt. Sie haben zum Ziel, den tatsächlichen Wasserverlust innerhalb einer definierten Zeitspanne zu beschreiben. Die Zusammenhänge sind jedoch komplex, da unterschiedliche Luftbewegungen, verschiedene Niederschlagshöhen und -intensitäten des Lokalklimas schwer zu kalkulieren sind (HÖLTING 1996). Um praktische Werte zu erhalten, werden deshalb große räumliche und zeitliche Einheiten zusammengefasst. Das Verfahren nach Turc (1954) (Gl. 7) berücksichtigt deshalb nur die Jahreswerte der Klimadaten.

$$ET_{eff} = N/[0,9 + (N/J_t)^2]^{0,5} \tag{Gl. 7}$$

Mit:

- ET_{eff}: tatsächliche Evapotranspiration [mm/a]
- N: Jahresniederschlagshöhe [mm/a]
- J_t: 300 + 25 * t + 0,05 * t³
- t: Jahresmittel der Lufttemperatur [° C]

Die Berechnung nach Turc liefert eine grobe Abschätzung der Jahreswerte, die zum Vergleich mit den Werten der ET_{pot} herangezogen werden kann. Dies gilt insbesondere für das Sommerhalbjahr, wo die reelle Verdunstung je nach Niederschlags-Angebot unter Umständen geringer ist als die einer freien Wasserfläche (ET_{pot}). Im Winterhalbjahr, zur Zeit eines Niederschlag-Überschusses und wassergesättigten Bodenverhältnissen, kann ET_{eff} = ET_{pot} gesetzt werden. Das Verfahren nach Turc liefert jedoch keine differenzierten Monatswerte sondern nur einen Jahreswert. Dieser liegt nicht, wie erwartet, niedriger als die berechneten Jahreswerte der ET_{pot} sondern am Großen Arber sogar über den berechneten ET_{pot}-Werten nach Haude und an der Station Zwieselberg in etwa in derselben Größenordnung wie die ET_{pot} (Haude)-Werte. (Tab. 3-11). Dies ist möglicherweise auf das ganzjährig hohe Niederschlags-Angebot und die niedrige Jahres-Mitteltemperatur in der Region zurückzuführen. Da jedoch zwischen den Extremwerten der Temperatur keine allzu großen Unterschiede herrschen, ist der Einfluss der Temperatur eher untergeordnet.

Tab. 3-11: Jahreswerte der potentiellen und realen Verdunstung

Methode	Station Großer Arber (1445 m üb. NN)		Station Zwieselberg (614 m üb. NN)	
	langj. MW (1960–90) [mm/a]	2001 [mm/a]	langj. MW (1960–90) [mm/a]	2001 [mm/a]
ET _{pot} Haude (Koeff. DIN)	164	143	350	371
ET _{pot} Haude (Koeff. ELLING)	166	147	365	392
ET _{pot} Haude (Koeff. HAUDE)	217	189	464	492
ET _{pot} Haude (Koeff. HÖLTING)	215	186	459	486
ET _{pot} Schendel	300	331	502	550
ET _{pot} Thornthwaite	439	482	543	572
ET _{eff} Turc	358	374	429	463

c) Abfluss

Das letzte Glied in der Berechnung des unterirdischen Abflusses nach der Wasserhaushalts-Gleichung stellt der oberirdische Abfluss dar. Dieser ist als einzelne Komponente, getrennt vom unterirdischen Abfluss, für den Rothbach nicht bekannt, da keine langjährigen Abflussganglinien zur Verfügung stehen. Vom Rothbach selbst ist nur der langjährige mittlere Abfluss (MQ) am Gebietsauslass bekannt, der mit $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ermittelt wurde (Daten Wasserwirtschaftsamt Deggendorf, unveröffentlicht). Dies entspricht 769 mm/a Abflusshöhe oder einer Abflussspende von $24,39 \text{ L/(s} \cdot \text{km}^2)$.

Zur direkten Ermittlung des unterirdischen Abflusses kann der Trockenwetterabfluss oder Basisabfluss herangezogen werden. Bei Geländemessungen wurde im Rothbach im Mai 2001 nach mehrtägiger Trockenperiode mit Hilfe der Salz-Verdünnungsmethode ein Abfluss von $1,4 \text{ m}^3/\text{s}$ gemessen, der jedoch trotz des trockenen Wetters über dem langjährigen Mittel liegt. Hier macht sich noch der Einfluss der durch die Schneeschmelze aufgefüllten Wasserspeicher bemerkbar, weshalb der Wert nicht als Basisabfluss angesehen werden kann. Die Gesamtschüttung der Quellen zur Zeit des Mindestabflusses, die ebenfalls den Basisabfluss angibt, betrug im Oktober 2002 rund 40 L/s . Dieser Wert stellt aber nur einen geringen Teil der gesamten Abflussmenge dar, da die zahlreichen Quellaustritte im Untersuchungsgebiet nicht vollständig erfasst werden konnten und das Grundwasser oft diffus aus Vernässungszonen austritt und wieder versickert.

3.3.3 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung ist die Sickerwassermenge, welche die Grundwasser-Oberfläche erreicht. Sie ist abhängig von den vorgeschalteten Prozessen der Infiltration von Niederschlags- und Oberflächenwasser, der Bodenfeuchtespeicherung, Abflussbildung in der ungesättigten Zone und des Entzugs von Bodenfeuchte infolge Evapotranspiration (DYCK & PESCHKE 1995). Während der Vegetationsperiode ist der Entzug von Bodenwasser durch die Evapotranspiration größer als der angebotene Niederschlag, so dass Grundwasser aufgezehrt wird. Die Grundwasserneubildung erfolgt im Sommer nur bei Starkregenereignissen. In den Wintermonaten dagegen dominiert der Niederschlag, so dass es zur Anreicherung des Grundwassers kommt. Die Grundwasserneubildung setzt nach MATTHEß & UBELL (1983) meist mit dem Ende der Vegetationszeit ein (Oktober) und dauert bis März/April an. Bei ungefrorenem Boden wird sie durch die Schneeschmelze zusätzlich ergänzt. In den Hochlagen des Arbergebietes kann sie durch das spätere Einsetzen der Schneeschmelze auch bis in den Mai andauern. STAŠKO & TARKA (2001) beobachten in Gneisgebieten in den Sudeten, dass die Grundwasserneubildung in einzelnen Schüben erfolgt, die mehrmals im Jahr (am häufigsten zwischen Oktober und April) beobachtet werden. Die höheren Infiltrationsraten korrelieren dabei mit Niederschlags-Perioden und Schneeschmelz-Ereignissen.

Generell wird der Niederschlag, der zum Abfluss gelangen kann, durch die Differenz aus Niederschlag und Evapotranspiration bestimmt (Kap. 3.3.2). Im Untersuchungsgebiet ist dieser »abflussfähige Niederschlag« an der Klimastation »Großer Arber« ganzjährig deutlich höher als an der tiefer gelegenen Station »Zwieselberg« (Abb. 3-13). Im Jahresgang fällt das Maximum des abflussfähigen Niederschlags in den Wintermonaten von November bis Januar an. Auch im Sommer werden höhere Werte beobachtet, die mit

Niederschlagsperioden korrelieren (Kap. 3.1.3). Das Minimum wird im April/Mai beobachtet, jedoch handelt es sich hier nur um rechnerische Werte. Tatsächlich gelangt in dieser Zeit der gespeicherte Niederschlag der Wintermonate mit der Schneeschmelze zum Abfluss. Ein weiteres, in diesem Fall reales Minimum fällt in die Sommermonate, wo die hohen Werte der Evapotranspiration den Abfluss stark vermindern. Hinzu kommt der Wasserverbrauch der Vegetation. Geringe Werte im Oktober korrelieren mit niedrigen Niederschlagshöhen bei noch relativ hohen Temperaturen. An der Station Zwieselberg wird ein ähnlicher Jahresgang beobachtet, wobei hier anzunehmen ist, dass der gespeicherte winterliche Schneeniederschlag etwas früher, also bereits im März/April zum Abfluss kommt. Das sekundäre Sommermaximum im Juni ist hier schwächer ausgeprägt. Die niedrigen Werte fallen deutlich in den Sommermonaten (Juli – Oktober) an. Die Werte deuten darauf hin, dass der wesentliche Beitrag zur Grundwasserneubildung in den höheren Lagen geleistet wird.

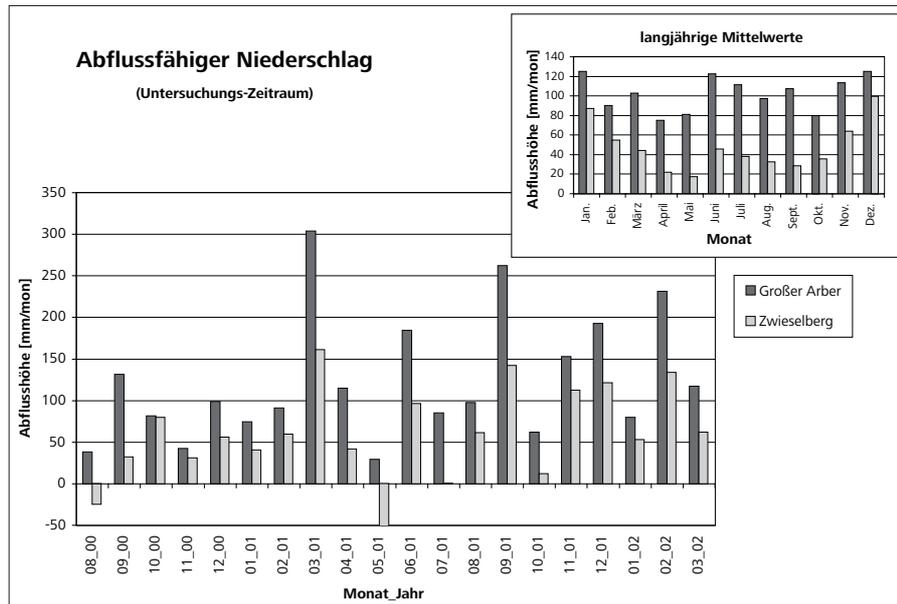


Abb. 3-13: Abflussfähiger Niederschlag (langj. Mittelwerte und Untersuchungs-Zeitraum)

Da die Berechnungen der Verdunstung eine Abschätzung für die Verhältnisse im langjährigen Mittel ergibt, ist der Verlauf des abflussfähigen Niederschlags im Untersuchungs-Zeitraum etwas unregelmäßiger als im langjährigen Mittel (Abb. 3-13). Ein deutliches Maximum beider Stationen tritt aber auch hier in den Wintermonaten auf, das allerdings erst im April/Mai mit der Schneeschmelze zum Abfluss gelangt und erst bei ungefrorenem Boden versickern kann. Ein sekundäres Maximum wird im Juni und im September des Jahres 2001 beobachtet, das auch mit einem höheren Niederschlags-Angebot korreliert. Geringe Mengen an abflussfähigem Niederschlag mit negativen Werten an der Station Zwieselberg treten im Sommer auf (Niederschlags-Defizit) und deuten auf einen Aufbrauch des Grundwasserreservoirs hin. Der negative Wert im Mai wird in der Realität vermutlich teilweise durch die Schneeschmelze maskiert.

Die Grundwasserneubildung kann auch näherungsweise aus dem Basisabfluss eines oberirdischen Gewässers ermittelt werden (Kap. 3.3.2). Die Abtrennung der unterirdischen Abflusskomponente aus der Abflusganglinie war jedoch nicht möglich, da für den Rothbach keine langjährigen Abflussmessungen zur Verfügung stehen. Eine erste Näherung ergibt die Abschätzung mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz, wobei für A_0 der mittlere Abfluss des Rothbachs ($MQ = 1 \text{ m}^3/\text{s} = 769 \text{ mm/a}$ oder $24,39 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$) und für ET_{pot} die Berechnung nach Haude (Koeff. Haude) herangezogen wird (Kap. 3.3.2). So ergibt sich für die Station »Großer Arber« eine Grundwasserneubildung von 458 mm/a ($14,49 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$), die jedoch zu hoch erscheint. Für die Station »Zwieselberg« hingegen ergibt sich ein negativer Wert von -220 mm/a . Der negative Wert liegt wahrscheinlich einer Überschätzung der Komponente oberirdischer Abfluss für die tieferen Regionen zugrunde, da der Abfluss der Vorfluter hier aus unterschiedlichen Reservoirtypen gespeist wird. Die Abschätzung der Grundwasserneubildung in Kristallingesteinsgebieten wird durch Morphologieeffekte und die unterschiedliche Mächtigkeit des Poren-Grundwasserleiters der Verwitterungszone kompliziert. Im

Hochlagenbereich herrschen hohe A_o -Werte und ein geringes Reservoir vor, in den Tallagen kann ein Zustrom von Interflow, oberirdischem und unterirdischem Abfluss in ein größeres Reservoir erfolgen, da oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet hier häufig nicht identisch sind. Ein Zustrom von Grundwasser aus angrenzenden Gebieten wird in der Wasserhaushalts-Gleichung in Form einer positiven Speicherung ($+\Delta S$) berücksichtigt, in der Praxis wird jedoch ein zu hoher oberirdischer Abfluss im Vorfluter bestimmt, der zu einem niedrigeren Ergebnis der Grundwasserneubildung führt.

Untersuchungen im Nationalpark Bayerischer Wald haben ergeben, dass 43 % des Gesamtabflusses zur Grundwasserneubildung beitragen (für das untersuchte Einzugsgebiet 441 mm/a) (HAAG 1997). Der Anteil des schnell abfließenden Oberflächen- und Interflow-Wassers ist somit mit 57 % sehr hoch. Überträgt man diesen Prozentsatz auf das ähnlich strukturierte Arbergebiet, so ergibt sich eine Grundwasserneubildung von 330,7 mm/a, was einer Grundwasserneubildungsrate von $10,5 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ entspricht. STAŠKO & TARKA (2001) und TARKA (1997) geben für die Grundwasserneubildung einen Anteil von 20–41 % des Niederschlags an. Berechnet für die Station am Großen Arber wären dies 289–592 mm/a Grundwasserneubildung ($9,15\text{--}18,73 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$). RAUM (1995) schätzt für die Bärnerauer Quellen (Böbrach) eine Grundwasserneubildung zwischen 380 und 395 mm/a unter Berücksichtigung des Höhengradienten und der Annahme, dass 50 % des Gesamtabflusses zur Grundwasserneubildung beitragen.

Eine weitere näherungsweise Abschätzung kann mit Hilfe der Bilanzierung der Chloridgehalte aus Niederschlags- und Grundwasser nach Gl. 8 erfolgen (SCHOELLER 1962, SCHULZ 1972, zit. in MATTHEß & UBELL 1983). Voraussetzung dafür ist, dass keine andere Chloridquelle als das Niederschlagswasser vorhanden ist.

$$G_n = P \cdot \frac{Cl_n}{Cl_{gw}} \quad (\text{Gl. 8})$$

Mit:

G_n : Grundwasserneubildung [mm/a]

P: Niederschlagsmenge [mm/a]

Cl_n : Chloridkonzentration im Niederschlag [mg/L]

Cl_{gw} : Chloridkonzentration im Grundwasser [mg/L]

Auch diese Methode ist mit großen Unsicherheiten behaftet (30–50 %). Für das Arbergebiet ergibt sich ein Wert von 487 mm/a ($15,4 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$), der im Vergleich zu den anderen Werten relativ hoch erscheint. Im Böbracher Raum, wo das Grundwasser generell mehr Chlorid enthält, liegt der Wert noch darüber.

Die für das Untersuchungsgebiet ermittelten Werte der Grundwasserneubildung ergeben einen Mittelwert von 371 mm/a oder $11,9 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$, der mit anderen Werten aus mitteleuropäischen Kristallingebieten vergleichbar ist (BENDER 2000, STAŠKO & TARKA 2001). Da am Großen Arber die Gebietsfläche in höheren Lagen einen größeren Anteil hat und die Grundwasserneubildung vor allem in diesem Bereich stattfindet, erscheint eine höhere Grundwasserneubildung im Vergleich zu tiefer liegenden Gebieten plausibel.

Nach WUNDT (1958) entspricht der Trockenwetterabfluss dem mittleren Grundwasserabfluss eines Einzugsgebietes. Hydrologischer Kennwert für den Basisabfluss ist der mittlere Niedrigwasserabfluss eines Pegels (MNQ in m^3/s) bzw. dessen Niedrigwasser-Abflussspende (MNq in $\text{L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$), die auf die Größe des Einzugsgebietes bezogen wird. Da für den Rothbach auch hier die Datengrundlage fehlt, kann der Wert des Schwarzen Regens in Teisnach (nach Mündung des Rothbachs) herangezogen werden. Der langjährige Mittelwert der Niedrigwasser-Abflussspende (1931–1999) beträgt $6,71 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ (BAYLFW 2003). Da der Schwarze Regen hier auch Wasser aus anderen Reservoirtypen und Höhenlagen aufgenommen hat und zudem durch die Talsperre in Frauenau in seinem Abflussregime modifiziert wird, kann der Wert jedoch nicht direkt mit dem Abfluss aus dem Arbergebiet verglichen werden. Im Vergleich dazu weisen die Flüsse Großer Regen (Pegel Zwiesel) und Weißer Regen (Pegel Kötzing), die auf der SE- bzw. NW-Seite des Großen Arbers entspringen, mit 8,23 und $8,11 \text{ L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ im langjährigen Mittel höhere MNq-Werte auf. Auch hier zeigt sich, dass die Grundwasserneubildung zu einem großen Teil in morphologisch höher gelegenen Gebieten stattfindet. Die Werte erscheinen auch charakteristisch für das morphologisch hoch gelegene Rothbach-Einzugsgebiet. Sie liegen deutlich niedriger als die nach der Wasserbilanz berechneten Werte. Die große

Streuung der Werte zeigt, dass die Ermittlung der Grundwasserneubildung, besonders auf Basis der klimatischen Wasserbilanz, mit großen Unsicherheiten behaftet ist.

3.4 Verwitterung und Bodenentwicklung

3.4.1 Verwitterung der Silikatgesteine

Durch Verwitterung werden die Gesteine zerkleinert und in ihre Bestandteile zerlegt. Dabei wirkt physikalische Verwitterung, wie beispielsweise Frostsprengung, rein mechanisch, wohingegen die chemische Verwitterung die Minerale der Gesteine in ihrem Chemismus verändert. Die Verwitterung von Silikaten erfolgt vor allem chemisch, wird jedoch durch physikalische Verwitterungsprozesse beschleunigt, da durch die Zerkleinerung der Gesteine eine größere spezifische Oberfläche als Angriffsfläche zur Verfügung steht.

Die wichtigsten Agenzien der chemischen Silikatverwitterung sind Sauerstoff, Wasser, Säuren und Temperatur. Die Silikate an sich haben eine geringe Löslichkeit, bei Säureangriff erfolgt jedoch eine wirksame Zerlegung, die nach REHFUESS (1990) vor allem die Teilchen der Schluff- und Tonfraktion erfasst. Im humiden Klima ist durch den Eintrag CO_2 -haltigen Regenwassers und die Produktion von CO_2 durch Bioorganismen ausreichend Kohlensäure (H_2CO_3) im Boden vorhanden. Zusätzlich werden mit dem Regenwasser die starken Säuren HNO_3 und H_2SO_4 eingetragen, die aus der Reaktion der Gase NO_x und SO_2 mit Wasser entstehen. Bei der Zersetzung der Silikate werden Alkali- und Erdalkaliionen sowie Kieselsäure (H_4SiO_4) freigesetzt und mit der Verwitterungslösung ausgewaschen. Dies hat im humiden Klima eine natürliche Verarmung an basischen Kationen (Entbasung) und Silizium (Desilifizierung) zur Folge. Zusätzlich werden Minerale, v.a. Tonminerale, Metall-Hydroxide und -Oxide, neu gebildet. Diese sind meist feinkörnig und schlecht kristallisiert. Oft werden sie oxidiert und mit H_2O oder OH-Gruppen angereichert. Ein Gleichgewicht zwischen der Verwitterungslösung und den Mineralen wird in der Natur nur selten erreicht, da die Verwitterungsprodukte dem System ständig entzogen werden (Abfuhr in gelöster Form, Bildung schwer löslicher Minerale oder Bildung von organischen Komplexen mit Aluminium und Eisen). So schreitet die Verwitterung ständig fort, wobei hohe Protonen-Konzentration und hohe Temperatur die Silikatverwitterung beschleunigen.

Bei der Silikatverwitterung spielen mehrere Prozesse wie Hydrolyse, Säureangriff und Oxidation eine Rolle und greifen dabei ineinander. Die wichtigsten chemischen Prozesse der Silikatverwitterung sind:

- (1) Zerlegung durch Hydrolyse,
- (2) Tonmineral-Neubildung,
- (3) Oxidation und Bildung von Oxiden und Hydroxiden,
- (4) Komplexierung der freigesetzten Metallionen und
- (5) direkte Ausscheidung aus Verwitterungslösungen.

(1) Hydrolyse

Die Hydrolyse ist der zentrale Prozess der chemischen Silikatverwitterung. Bei ihr reagieren die Bestandteile der Minerale chemisch mit H^+ und OH^- -Ionen des dissoziierten Wassers. In den Böden des humiden Klimabereichs ist die Reaktion mit Protonen (Säureangriff) die eigentliche Triebkraft dieser Verwitterungsart und wird deshalb auch als **Protolyse** bezeichnet. (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998.) Hierbei werden Sauerstoff-Brückenbindungen zwischen Metallen ($\text{M} = \text{Fe}^{2+/3+}$, Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ u. a.) und Si gelöst und zu Silanolgruppen ($-\text{Si}-\text{OH}$) protoniert. Der Umfang der Reaktion steigt mit wachsendem Angebot an Protonen in der Lösung. Die Metalle werden dabei freigesetzt (Gl. 9).

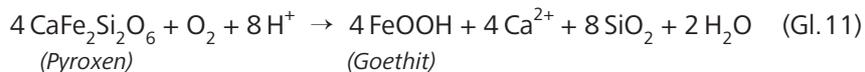


Ein Beispiel der Silikatverwitterung ist die Protolyse von Kalifeldspat (Orthoklas) (Gl. 10 a). Zuerst wird K^+ an den Mineraloberflächen durch H^+ ersetzt, wobei die Kalium-Ionen in die Verwitterungslösung übergehen. Die Protonenanlagerung am Mineral schwächt die $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}$ -Bindung, was zum Zerfall des Feldspats führt. Analog können auch $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ -Bindungen aufgelöst werden. Die Stabilität der Bindung hängt dabei vom

Aus der Abbildung wird deutlich, dass bei fortschreitender Verwitterung der primären Silikate unter Verlust von Basenkationen und Silizium als Endprodukte Kaolinit und Eisen-Oxide entstehen. Das bei fortschreitendem Versauerungsgrad freigesetzte Aluminium wird in sekundäre Chlorite eingebaut. (Die Tonminerale Allophan und Imogolit bilden sich vorwiegend aus vulkanischen basischen Silikaten und kommen somit für die Verwitterung der sauren Magmatite und Metamorphite des Untersuchungsgebietes nicht in Betracht.)

(3) Oxidation und Bildung von Oxiden und Hydroxiden

Biotit, Pyroxene und Amphibole enthalten Eisen in reduzierter Form, das im O₂-haltigen Verwitterungsmilieu oxidiert wird. Dabei werden die aufgrund der Kristallstruktur labilen Bindungen im Mineral zerstört und zweiwertiges Eisen freigesetzt. Dieses wird bei Kontakt mit Luftsauerstoff unter Verbrauch von Protonen zu dreiwertigem Eisen oxidiert und als braunes Eisen-Hydroxid oder -Oxid ausgefällt. Dieser chemische Prozess ist die Grundlage für die Verbraunung der Böden. Ein Beispiel ist die Verwitterung von Pyroxenen zu Goethit nach Gl. 11.



Das Eisen-Oxid fällt zunächst als amorphe oder schlecht kristalline Phase aus, meist in der wasserhaltigen Form Ferrihydrit (FeOOH * x H₂O). Durch wiederholte Austrocknung und Befeuchtung wird es allmählich in die gut kristalline Form Goethit (α-FeOOH) überführt (REHFUESS 1990). Eisen-Oxide sind unter aeroben Bedingungen äußerst stabile Verwitterungsprodukte. Sie können deshalb nach SCHACHTSCHABEL ET AL. (1998) als Maß für den Verwitterungsgrad gelten, wenn sie um den Gehalt der Eisen-Oxide im Ausgangsgestein korrigiert werden. Sie können auch als Anzeiger für die Bedingungen der Pedogenese und Verwitterung gelten. Dabei besitzt Goethit in allen Klimaten eine hohe Stabilität. Der schlecht kristalline Ferrihydrit entsteht bei schneller Hydrolyse oder Störeinflüssen (z. B. durch organische Stoffe oder Silikat-Ionen). Der wasserhaltige Ferrihydrit fällt meist in Form von braun-rottem Schlamm aus und ist ein sehr junges Eisen-Oxid, das in älteren Böden fehlt, da es in Goethit umgewandelt wird. Das rote Eisen-Oxid Hämatit entsteht vor allem in tropischen Klimaten, der orangefarbene Lepidokrokit vor allem in tonigen, staunassen, carbonatfreien Böden in Form von Flecken oder Bändern.

Auf ähnliche Weise wie Eisenverbindungen verwittern auch Mangan- und Aluminium-Verbindungen zu Oxiden und Hydroxiden. Schwer verwitterbare Oxide wie Titan-Oxide (Rutil, Ilmenit, Anatas, Titanomagnetit) reichern sich bei fortschreitendem Verwitterungsgrad in den Böden an. Bei der Verwitterung von wenig stabilen primären Silikaten wie Biotit oder Pyroxenen (Pyroxene und Amphibole) wird meist das Mineral Anatas ausgefällt. In stark verwitterten Böden kann der Gehalt an schwer verwitterbaren Oxiden bis zu ein Massenprozent betragen.

(4) Komplexbildung

Die bei der Verwitterung freigesetzten Metall-Kationen (z. B. Al, Fe, Mn, Cu, Pb) bilden oft mit organischen Liganden stabile Komplexe. Die Komplexbildner sind dabei meist Huminstoffe oder Fulvosäuren, die bei der Zersetzung von Biomasse entstehen. Durch die Bindung der freigesetzten Metalle werden diese dem chemischen Gleichgewicht entzogen, was die weitere Verwitterung fördert. Dies verdeutlicht auch die wichtige Rolle der Biota, die dem Verwitterungs- und Bodensystem nicht nur Metalle entziehen sondern durch die Ausscheidung von organischen Säuren reichlich Protonen liefern.

(5) Ausscheidungen aus der Verwitterungslösung

Nach MATTHES (1993) kommt der Ausscheidung aus Verwitterungslösungen bei der Mineralneubildung im Zusammenhang mit der Silikatverwitterung eine große Bedeutung zu. In der gemäßigten Klimazone werden weniger lösliche Bestandteile wie Si, Al und Fe aus der Verwitterungslösung an Ort und Stelle oder nach kurzer Wegstrecke in kolloidaler Form (10⁻⁵ bis 10⁻⁶ cm) ausgeschieden. Sie sind schlecht kristallisiert und fallen meist als amorphe Phase aus (Alumogel, Silicagel, amorphe Eisen-Hydroxide). Auch Al-Schichtsilikate wie Kaolinit können direkt aus der Verwitterungslösung ausgeschieden werden (MATTHES 1993). Die Ausfällung ist stark vom pH-Wert der Verwitterungslösung abhängig. Aluminium bleibt in stark saurem Milieu (pH < 4) im Gegensatz zu Silizium in Lösung. Im schwach sauren Milieu werden SiO₂ und Al-Hydroxide bei

gleichzeitiger Übersättigung zusammen ausgeschieden. Es bilden sich Alumo-Hydrosilikate wie Kaolinit und Montmorillonit. Welches Mineral dabei letztendlich auskristallisiert, ist abhängig vom Al/Si-Verhältnis in der Verwitterungslösung.

Die Bedeutung der Silikatverwitterungs-Prozesse besteht nicht nur in der Bildung von Tonmineralen, die Rückschluss auf den Entwicklungsstand der Böden geben. Die Freisetzung von Kationen (Na, K, Ca, Mg, Al, Fe) unter Protonenverbrauch ist einerseits die nachschaffende Kraft für Bioelemente in basenarmen Böden, die durch Biomassenentzug oder Auswaschung entzogene Elemente dem System wieder zuführt. Andererseits werden durch den Protonenverbrauch biosystem-interne und von außen zugeführte Säuren neutralisiert. So bestimmt die Rate der Silikatverwitterung maßgeblich den chemischen Zustand der Böden (HOFMANN-SCHIELLE 1988). Dabei ist die Verwitterungsstabilität abhängig vom Vernetzungsgrad des Silikatgitters, der Korngröße und der Kationenkonzentration in den Silikaten. SCHACHTSCHABEL ET AL. (1998) geben für die Stabilität der gesteinsbildenden Silikate folgende Reihenfolge mit abnehmender Stabilität an:

Quarz > Orthoklas/Muskovit > Plagioklas > Biotit > Amphibole > Pyroxene > Olivine

Bei den Plagioklasen ist der Na-reiche Albit stabiler als der Ca-Feldspat Anorthit. Bei den Glimmern verwittert der eisenreiche Biotit schneller als Muskovit, da die Eisenverbindungen im Biotit durch Oxidationsprozesse leichter angegriffen werden.

3.4.2 Bodenentwicklung über Silikatgestein

In mitteleuropäischen Mittelgebirgen sind über Silikatgestein relativ junge Bodengesellschaften aus jungpleistozänen Fließerden entstanden (Kap. 3.2.1). Unterhalb dieser Fließerden trifft man häufig tiefgründige tertiäre Verwitterungsbildungen an (Zersatzzone und Gruszone, Kap. 3.1), die unter tropisch-feuchten Klimabedingungen entstanden sind. Diese sandigen Gruszonen sind durch intensive chemische Verwitterung an Basenkationen (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) und Silizium verarmt, während Eisen- und Aluminium-Oxide (»Ferralitisierung«) sowie Kaolinit und Al-Chlorite angereichert sind. Diese stabilen Verwitterungsprodukte stellen das Endstadium der Verwitterung dar (Kap. 3.4.1). Die Oxidation der Eisenverbindungen unter tropischen Bedingungen führt häufig zu einer Rotfärbung der Böden durch Hämatit. Rotlehmreste werden als fossile Böden noch gelegentlich angetroffen (HOFMANN-SCHIELLE 1988).

Im Pleistozän wurden unter glazialen und periglazialen Klima-Bedingungen mit vorwiegend physikalischer Verwitterung die tertiären Landoberflächen abgetragen und mit Schuttdecken überwandert. Es entstanden Felsfreistellungen, Blockschutt und Fließerdedecken. Die im Hangbereich häufig anzutreffende Schichtfolge in mitteleuropäischen Mittelgebirgen unter Wald in höheren lößfreien Lagen verdeutlicht Abb. 3-15 mit einem Beispiel aus dem Inneren Bayerischen Wald nach SEMMEL (1977) und REHFUESS (1990).

Die oberste »**Deckfolge**« (1) stellt eine lockere, steinige Schuttdecke dar, die nur dort auftritt, wo am Oberhang Felsdurchragungen als Schuttlieferanten vorhanden sind; die Entstehung ist vermutlich spät- bis postglazial. Die darunter liegende »**Hauptfolge**« (2) ist locker und unregelmäßig gelagert und besteht aus steinigem Frostschutt mit hohem Schluffgehalt, der Kryoturbationsvorgängen entstammt; die Entstehung ist vermutlich in das Hochwürm-Glazial einzuordnen. Unterhalb der Hauptfolge trifft man auf die »**Basisfolge**« (3), die einen dichten, oft verfestigten Schutt darstellt, der am Hang lateral über große Distanz verlagert wurde. Die Basisfolge ist oft in sich geschichtet und Steine sind oberflächen-parallel eingeregelt. Die Basisfolge ist möglicherweise im Frühwürm durch laminares Fließen (Solifluktion) gebildet worden. Unter den pleistozänen Schuttdecken befindet sich das vergrusste Gestein der »**Zersatzzone**« (4), die dem unverwitterten, anstehenden Gestein auflagert.

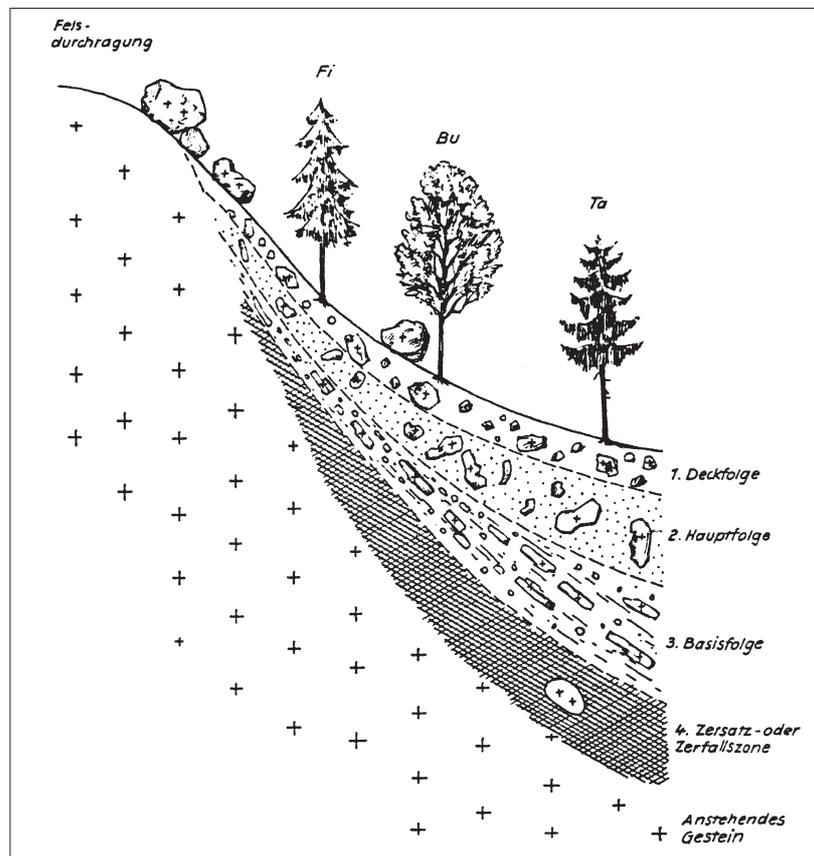


Abb. 3-15:
Aufbau des
Hangschutts
(REHFUESS 1990)

Über diesem periglazial geprägten silikatischen Ausgangsmaterial entwickelt sich in Waldgebieten mit fortschreitender Verwitterung eine Ranker/Regosol – Braunerde – Gley/Pseudogley-Bodengesellschaft (REHFUESS 1990), wie sie in den Hochlagen des Inneren Bayerischen Waldes angetroffen wird (BRUNNACKER 1965, ELLING ET AL. 1987, HOFMANN-SCHIELLE 1988). Als Initialstadium entwickeln sich über silikatischem Festgestein flachgründige **Syroseme** (<30 cm mächtig) (Abb. 3-16, in Anlehnung an ELLING ET AL. 1987 und REHFUESS 1990).

Bei fortschreitender physikalischer Verwitterung der Syroseme, v. a. durch Frostsprengung, und bei beginnendem chemischen Ab- und Umbau in Zusammenhang mit ausgeprägter Humus-Akkumulation entwickeln sich **Ranker** mit 10–30 cm mächtigem A_h -Horizont. Unter kühl-humiden Klimabedingungen mit kurzer, kühler Vegetationsperiode bildet sich über den Rankern aus silikatischem Festgestein und unter Bestockung mit Coniferen-Zwergstrauch-Vegetation meist die Humusform Rohhumus bis Moder. Die Freisetzung von braunfärbenden Eisen-Oxiden und -Hydroxiden ist noch so schwach, dass keine Braunfärbung stattfindet. Aus Locker-Syrosemen entsteht Regosol, dessen Entwicklung zur nächst höheren Stufe, den Braunerden, durch das lockere Substrat schneller voranschreitet.

Durch die fortschreitende Verwitterung der primären Silikate setzt der Prozess der Verlehmung durch Tonmineralbildung und der Verbraunung durch Oxidation von Eisenverbindungen ein (Kap. 3.4.1). Es entwickeln sich Braunerden, die über basenarmem Silikatgestein bei feucht-kühlem Klima als **saure Braunerden** ausgebildet sind. In diesen Böden findet eine Verlagerung der leicht mobilisierbaren Mn- und Al-Fractionen vom Oberboden zum Unterboden hin statt. Durch elektrolytarmer Wässer wurden besonders unter den periglazialen Bedingungen des ausgehenden Pleistozän Schluffanteile vom Oberboden in den Unterboden transportiert und an der Oberfläche von Steinen abgelagert. Sie sind so mit einer für die Basisfolge charakteristischen Schluffkappe überzogen.

Unter kühl-humiden Klimabedingungen erfolgt eine zunehmende und rasche Entbasung der Braunerden. Die biologische Aktivität ist stark gehemmt, so dass organisches Material nicht mineralisiert und damit die Bildung von Rohhumus gefördert wird. Die Böden werden nach und nach zu **Podsolen** degradiert. Zunächst entstehen Podsol-Braunerden, die bereits deutliche Verluste von Al, Mn, Fe und P im oberen

Bereich des humosen Mineralbodens zeigen. Tonminerale beginnen zu zerfallen und durch Verlagerung der braun färbenden Eisen-Oxide und -Hydroxide entsteht ein Bleichhorizont mit einer relativen Anreicherung von hellen Quarzkörnern. Erst mit fortschreitender Auswaschung bei hohen Niederschlägen und sinkendem pH-Wert im Oberboden beginnt eine deutliche Anreicherung von eingespültem Humus und z.T. von Fe-Oxiden und -Hydroxiden in tieferen Bodenschichten. Über das Zwischen-Stadium der podsoligen Braunerden entwickeln sich schließlich flach ausgebildete Braunerde-Podsolen mit deutlichem Eluvial- und Illuvial-Horizont, der eine maximale Mächtigkeit von 25 cm erreicht. Die Degradierung der sauren Braunerden zu Braunerde-Podsolen und im Extremfall zu Eisen-Humus-Podsolen (HOFMANN-SCHIELLE 1988) wird durch den Anbau reiner Coniferen-Gesellschaften auf basenarmen, schwach gepufferten Substraten gefördert (ELLING ET AL. 1987, REHFUESS 1986, 1990).

Bodenentwicklung	Horizontfolge (vereinfacht)	Bodenbildende Prozesse
<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;"> <p>silikatisches Festgestein</p> <p>↓</p> <p>Syrosem</p> <p>↓</p> <p>Ranker</p> </div> <div style="text-align: center;"> <p>silikatisches Lockergestein</p> <p>↓</p> <p>Locker-Syrosem</p> <p>↓</p> <p>Regosol</p> </div> </div>	C _(v)	Ausgangsgestein, mehr od. weniger verwittert
	A _i – C	physikalischer Gesteinszerfall, beginnende Humusakkumulation u. Gefügebildung, z.T. Karbonatauswaschung
	A _h – C	Humusakkumulation (Rohhumus), Gefügebildung; schwache Silikatverwitterung
<p>Braunerde</p> <p>↓ + Ac</p> <p>saure Braunerde</p> <p>↓ + Ac</p> <p>Podsol-Braunerde</p> <p>↓ + Ac</p> <p>Braunerde-Podsol</p> <p>↓ + Ac</p> <p>Podsol</p>	A _h – B _v – C	Verlehmung und Verbraunung durch fortschreitende Verwitterung primärer Silikate; Gefügebildung;
	A _h – B _v – C	Basenauswaschung
	A _{he} – B _{hs} – B _v – C	fortschreitende Basenauswaschung durch Säureeintrag mit atmosphärischer Deposition
	A _{he} – B _{hs} – B _v – C	fortschreitende Basenauswaschung bei anhaltendem Säureeintrag
	A _{he} – B _{hs} – B _v – C	Verlagerung von Fe, Al und Huminstoffen: PODSOLIERUNG

Abb. 3-16: Bodenentwicklung über Silikatgestein (in Anlehnung an REHFUESS 1990)

3.4.3 Die Böden im Untersuchungsgebiet

Durch die Hebung der Landoberfläche des heutigen Bayerischen Waldes seit der Oberkreide und die darauf folgende Erosion wurde die Sedimenthülle über dem Grundgebirge abgetragen, so dass bereits vor dem Tertiär eine intensive Verwitterung der Kristallingesteine unter tropisch-subtropischen und wechselfeuchten Klimabedingungen stattfinden konnte. Auf tertiären und älteren Rumpfflächen entstanden tiefreichende Verwitterungsdecken aus Granit- und Gneiszersatz, die mit einer Auslaugung der Erdalkali- und Alkalimetalle verbunden war. Diese Zersatzdecken sind heute noch als tiefliegende Reste vorhanden und konnten im Untersuchungsgebiet sowohl in der Hochlage an einem Bodenprofil am Kleinen Arber (1300 m

üb. NN) in etwa 1 m Tiefe (Mächtigkeit mindestens 1 m) als auch in der Tallage südlich des Ortsbereichs von Böbrach (535 m ü. NN) in einer Baugrube an der Oberfläche anstehend (Mächtigkeit mindestens 3 m) beobachtet werden. Tertiäre Roterdebildungen sind wegen intensiver physikalischer Verwitterung und Erosion während des Pleistozäns in den Hochlagen des Inneren Bayerischen Waldes nur selten erhalten (HOFMANN-SCHIELLE 1988) und konnten im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden.

Ausgedehnte pleistozäne Solifluktionen-Schuttdecken sind vor allem oberhalb 800 m ü. NN in großen Flächen vorhanden. Auf Verebnungsflächen liegen sie nach BRUNNACKER (1965) in situ, in Hanglagen sind sie umgelagert. Die in Kap. 3.4.2 beschriebene Zweigliederung der Hochlagen-Böden in eine lockere Hauptfolge und eine verfestigte Basisfolge wird auch im Untersuchungsgebiet oberhalb 1100 m ü. NN angetroffen. Nach Ende des Periglazialklimas vor etwa 10 000 Jahren hat die rezente Bodenbildung eingesetzt. Morphologisch bedingt ist die Bodenentwicklung in den Hochlagen bei kühlerem und feuchterem Klima schwächer und weniger fortgeschritten als in tieferen Lagen. Generell wird eine Zunahme des Entwicklungsgrades von der Höhenlage mit Block-Humus-Böden zu tief entwickelten Braunerden in den tieferen Lagen beobachtet. Durch den Eintrag atmosphärischer saurer Deposition sind die Böden vor allem in den niederschlags- und nebelreichen Hochlagen podsoliert. Die Podsolierung wird durch die wasserhemmende Wirkung der verfestigten Basisfolge gefördert. Bei Hangzugwasser und Stauwasser sind Gleye und Pseudogleye als hydromorphe Böden entwickelt. In Muldenbereichen der Hochlagen-Plateaus kommen Niedermoore vor. Die Bodenart ist meist von der Korngröße Sand dominiert. Es sind lehmige oder schluffige Sande oder, wie beispielsweise in der tonreichen Hauptfolge der Böden über Periglazial-Schutt, sandiger Lehm ausgebildet (HOFMANN-SCHIELLE 1988, BAYGLA 2003).

Die Böden des Inneren Bayerischen Waldes weisen eine deutliche **Zonierung** mit der Geländehöhe auf. Während BRUNNACKER (1965) im Raum Zwiesel nicht ausdrücklich eine Höhenzonierung der Böden unterscheidet, wird sie sowohl von ELLING ET AL. (1987) im Nationalpark Bayerischer Wald als auch von PELÍŠEK (1969) im Böhmerwald beschrieben. Auch in der bodenkundlichen Kartierung des Untersuchungsgebietes durch das Bayerische Geologische Landesamt (BAYGLA 2003) wird auf eine Höhenzonierung hingewiesen. Die folgende schematische Grafik (Abb. 3-17) beruht auf der Synthese zweier morphologischer Profile (Kleiner Arber – Bodenmais und Großer Arber – Bodenmais) mit den Informationen der Untersuchungen von BAYGLA (2003) und HOFMANN-SCHIELLE (1988).

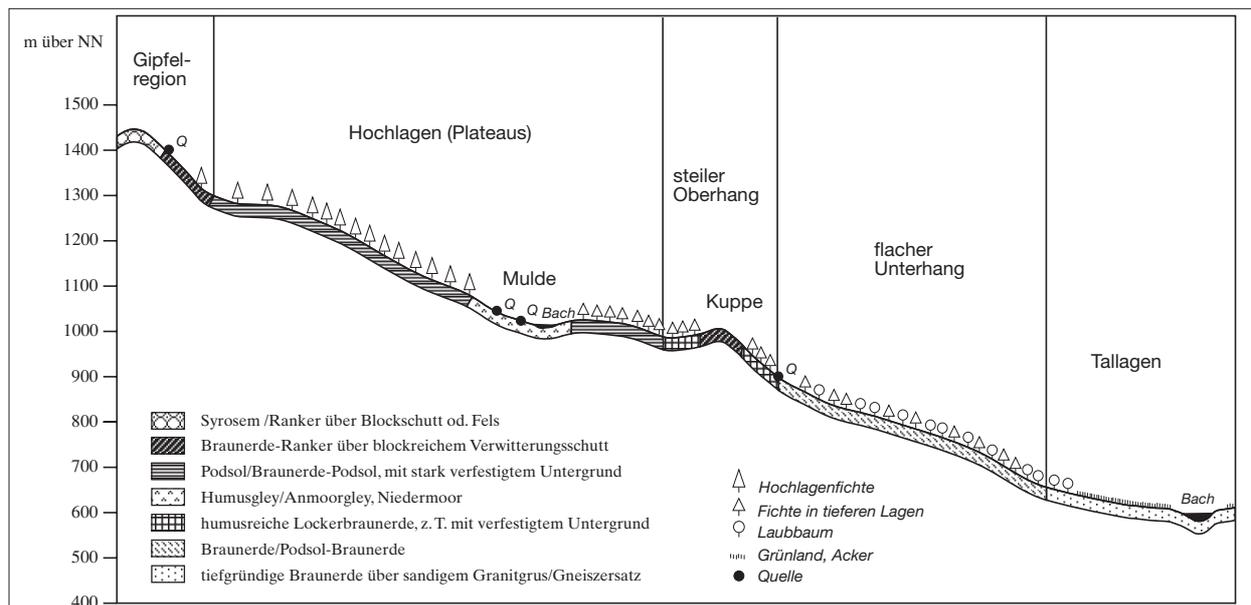


Abb. 3-17: Zonierung der Böden im Profil (verändert nach VORNEHM ET AL. 2003A)

In der **Gipfelregion** der höchsten Gipfel (Großer und Kleiner Arber) sind über Blockschutt oder anstehendem Fels flachgründige Syrosem (Felshumusböden) oder Ranker entwickelt. Sie sind stark skeletthaltig; der Blockstreuanteil beträgt über 90 %. Die organische Auflage ist gering (< 5 cm) und die Vegetation spärlich. Unterhalb der höchsten Gipfel schließen sich steinig-blockige, lehmig-sandige, gering entwickelte Böden

an, die sich aus blockreichem Verwitterungsschutt entwickelt haben. An diesen steileren Hängen der Höhenlage befinden sich in kleinräumigem Wechsel Felshumusböden, Braunerde-Ranker und Lockerbraunerden geringer Entwicklungstiefe deren organische Auflage über 10 cm betragen kann. Die Vegetation ist meist reiner Fichtenwald.

Unterhalb der Gipfelregion sind in einer Höhenstufe von etwa 1000 bis 1250 m ü. NN Verebnungsflächen (**Hochlagen-Plateaus**) ausgebildet, die nach PRIEHÄÜßER (1968) Reste tertiärer Verebnungsflächen darstellen. Heute sind sie von pleistozänem Periglazialschutt bedeckt und weisen die typische Zweigliederung in Hauptfolge und Basisfolge auf (Kap. 3.4.2). Der verfestigte Basisschutt wird hier in ca. 40 cm Tiefe angetroffen. Auf diesem Substrat haben sich Braunerde-Podsole entwickelt, die mit Podsolen und Podsol-Braunerden vergesellschaftet sind. Dies sind die typischen Hochlagen-Böden des Inneren Bayerischen Waldes mit geringer Entwicklungstiefe und mächtiger Rohhumusaufgabe (> 10 cm), die von HOFMANN-SCHIELLE (1988) als »Eisenhumus-Podsole« bezeichnet werden. Sie sind gekennzeichnet durch eine Verlagerung der pedogenen Eisen-Oxide und -Hydroxide in den Unterboden. Die Entstehung der Podsole der Hochlagen-Plateaus werden durch die lang anhaltende Schneedecke im Winter und das langsame Abfließen des Schmelzwassers im ebenen Gelände begünstigt. Durch die mächtige Rohhumusaufgabe ist das Angebot an löslichen niedermolekularen Huminsäuren (vorwiegend Fulvosäuren) groß. Diese wirken im Oberboden reduzierend und fördern die Bildung metallorganischer Komplexe, die mit der Perkolation in den tieferen Unterboden bei steigenden pH-Werten bevorzugt an der Grenze Hauptfolge – Basisfolge ausfallen. Auch diese Einspülung von Huminstoffen in den Unterboden ist kennzeichnend für den Bodentyp. Durch den verfestigten Untergrund in den Hochlagen entstehen vor allem in Mulden der Hochlagen-Plateaus örtlich staunasse Böden. Es entwickeln sich hydromorphe Böden über grusig-steinigem und sandig-lehmigem Untergrund (Gleye, Humus-Gleye und Anmoor-Gleye mit deutlichen Reduktions-Horizonten). Die Fichtenvegetation wird dadurch noch nicht beeinträchtigt. Stellenweise entstehen basenarme Quellmoore (Niedermoore) mit stark schwankender Mächtigkeit der Torfdecke. Bei sehr mächtiger Torfentwicklung (> 50 cm) fehlt der Baumbestand, ansonsten sind Quellmoor-Gesellschaften ausgebildet.

Auch in **flach geneigten Hangbereichen der Hochlagen** entstehen Braunerde-Podsole, bei denen der Eluvial-Horizont meist infolge eines hohen Humusgehalts maskiert ist. Darunter ist jedoch ein deutlicher rotbrauner Anreicherungshorizont durch Eisen-Verlagerung ausgebildet. Dieser Bodentyp entsteht durch das raschere Ausapern der Schneedecke und das schnellere Abfließen des Schneeschnmelz- und Sickerwassers im Hangbereich. Dadurch ist eine bessere Mineralisation der organischen Substanz gewährleistet und die Rohhumusaufgabe beträgt weniger als 10 cm. Die Speicherleistung der Böden für Wasser ist dennoch wegen des geringeren Sandgehalts (Bodenart lehmiger Sand) höher.

An die Hochlagen-Plateaus schließen sich die **steileren oberen Hangbereiche** an. Auf Kuppen trifft man die Braunerde-Ranker der Gipfelregion an, die umgeben sind von humusreichen oder podsoligen Lockerbraunerden und Podsol-Braunerden. In diesen nach wie vor blockreichen, sandig-lehmigen Böden wird auch die verfestigte Basisfolge noch angetroffen, allerdings in größerer Tiefe als auf den Hochlagen-Plateaus (> 70 cm). Auch örtliche Staunässe wird beobachtet. In Bereichen mit starkem Hangzugwasser und an Bachläufen, die meist aus den Quellmooren der Hochlagen gespeist werden, haben sich Hanggleye entwickelt. Der Begriff »Lockerbraunerden« wurde erstmals von BRUNNACKER (1965) für die Böden des Bayerischen Waldes eingeführt und auch von ELLING ET AL. (1987) verwendet. Diese Böden sind gekennzeichnet durch ein besonders lockeres Gefüge und einen ockerfarbenen B_v-Horizont. Über ihre Entstehung herrscht jedoch Unklarheit. Vorstellbar ist eine Umlagerung von Verwitterungs- und Bodenmaterial an den steileren Oberhängen und ein günstigeres Bodenklima bei besserem Wasserabfluss. Dadurch könnte das lockere Bodengefüge begünstigt werden. Durch den günstigeren Bodenwasser- und Wärmehaushalt sind hier bevorzugt Mischwälder entwickelt.

An die Zone der Lockerbraunerden schließt sich in etwa 600–900 m ü. NN der **flache Unterhang** mit humusreichen Braunerden an. Auch hier sind Podsolierungserscheinungen noch häufig anzutreffen und Podsol-Braunerden entwickelt. Durch die wesentlich günstigeren klimatischen Bedingungen der Höhenstufe wird der Abbau der organischen Substanz beschleunigt und die Bestockung mit Mischwäldern begünstigt. Die Entwicklungstiefen der steinigen, lehmig-sandigen Böden sind mittel bis groß.

In **Tallagen**, die im Untersuchungsgebiet häufig an tektonische Störungen gekoppelt sind, ist das Ausgangssubstrat der Böden feinkörniger und die Böden enthalten keine Blockanteile mehr. Es haben sich lehmig-sandige, basenarme Braunerden gebildet, die nur örtlich in den Tallagen pseudovergleyt sind. Dieser Bodentyp mit mittlerer bis großer Entwicklungstiefe ist in der Höhenstufe unterhalb 600 m ü. NN im Bayerischen Wald weit verbreitet und wird im Untersuchungsgebiet sowohl in der Mylonitzone bei Böbrach als auch im Zellertal bei Bodenmais (Rundinger Störungszone) angetroffen. Diese Böden sind günstig für den Ackerbau.

ELLING ET AL. (1987) schreiben den Sand- und Lehmböden im Nationalpark Bayerischer Wald ein relativ großes Porenvolumen mit 50–60 % zu, das auch für die ähnlich ausgebildeten Böden des Untersuchungsgebietes angenommen werden kann. PELIŠEK (1969) stellt im Böhmerwald außerdem eine Tendenz der Zunahme des Porenvolumens mit der Höhenlage fest, was sich auf die ausgedehnten Blockfelder beziehen dürfte. Die Böden besitzen somit weitflächig eine gute Perkolierbarkeit. In lehmigen Bereichen ist die Speicherkapazität für Bodenfeuchte etwas höher. Auch der mächtige Rohhumus-Körper ist durch die Ausbildung stabiler Aggregate ein guter Wasserspeicher (SCHUBERT 2002).

4 Methoden

4.1 Wasseruntersuchungen

Probenahme von Niederschlag, Oberflächen- und Grundwasser

Für die Probenahme von Niederschlagswasser zur chemischen Analyse wurden Bulk-Sammler angefertigt. In ihnen wurde während der schneefreien Monate die nasse atmosphärische Deposition (Regen, Nebel, Tau) als Freilandniederschlag (DIN 1992) erfasst. In einem 10-Liter-Eimer, dessen Deckel mit einem Loch für einen Trichter versehen wurde, wurde das Niederschlags-Sammelgefäß (1,0 L PE-Flasche, Weithals) eingebracht. Der Sammler befindet sich auf einem Gestell in 1 m Höhe über dem Boden, um das gesammelte Niederschlagswasser vor Splash-Effekten zu schützen. Der Trichter hat eine Auffangfläche von 491 cm². Ein Sieb im Trichter schützt das gesammelte Wasser vor größeren Feststoff-Einträgen aus der Luft. Dem Algenwachstum wurde durch den Schutz des Probengefäßes mit Hilfe einer Aluminiumfolie entgegengewirkt. Durch die lange Aufenthaltszeit im Gelände von bis zu zwei Wochen konnten Störfaktoren leider nicht vollständig vermieden werden. Proben mit auffälligen Verschmutzungen wurden bei der Analyse nicht berücksichtigt. Niederschlagsammler nach Hellmann, wie sie standardmäßig zur quantitativen Erfassung des Niederschlags eingesetzt werden, sind für die Probenahme von Niederschlagswasser zur chemischen Analyse nicht geeignet, da sie eine zu geringe Auffangfläche besitzen (DVWK 1984). Schneeproben wurden als Freilandniederschlag manuell entnommen. Sie wurden als Mischprobe des gesamten Profils in ein 2-Liter-Probengefäß aus PE gefüllt und danach bei Zimmertemperatur geschmolzen.

Das für die Analytik bestimmte Oberflächenwasser aus Bächen wurde als Schöpfprobe bzw. bei verrohrtem Bachlauf mit Hilfe eines Auffanggerätes entnommen. Quellwasser von gefassten Quellen wurde am Einlauf in den Quellschacht in das Probengefäß abgefüllt. Quellwasser aus ungefassten Quellen wurde mittels Schöpfprobe so nahe wie möglich an der Austrittsstelle entnommen. Bei Quelfassungen durch Schachtbrunnen wurden die Wasserproben als Schöpfprobe oder am Überlauf gewonnen.

Alle Proben wurden in PE-Flaschen abgefüllt, die vor der Probenahme einmal mit verdünnter Säure (Grundwasserproben mit HNO₃, Niederschlagswasser-Proben mit HCl) und dreimal mit deion. Wasser gespült und danach getrocknet wurden. Vor der Probenahme wurde das Gefäß dreimal mit dem Probenwasser gespült und die Probe luftfrei abgefüllt.

Messungen am Probenahmeort und Aufbereitung der Wasserproben

Bei der Probenahme wurde die Schüttung der Quellen mit einem Auffanggefäß (10- oder 5-Liter-Eimer) und Stoppuhr ermittelt. Die Niederschlags-Menge wurde an den Bulk-Sammlern nicht bestimmt, da umfangreiche quantitative Daten zum Niederschlag vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung stehen (DWD 2002). Der Abfluss in den Fließgewässern wurde mit der Salz-Verdünnungsmethode gemessen.

In Grund- und Niederschlagswasser wurden die physikalisch-chemischen Leitparameter Temperatur, pH-Wert und spezifische elektrische Leitfähigkeit bei jeder Probenahme vor Ort bestimmt. Sauerstoffgehalt (in mg/L) und Sauerstoffsättigung (in %) sowie das Redoxpotential wurden nur gelegentlich bestimmt, da hier über die Zeit kaum Änderungen zu erwarten sind. Alle physikalisch-chemischen Parameter wurden mit Hilfe von Sonden elektrometrisch bestimmt. Methoden und Analysegeräte sind Tab. 4-1 zu entnehmen.

In ionenarmen Medien mit Leitfähigkeiten <100µS/cm ist die elektrometrische Messung des pH-Wertes problematisch. Grundlage der Messung ist die Bestimmung des Potentials der pH-sensitiven Glaselektrode gegen eine Ag/AgCl-Bezugselektrode mit einem Innenelektrolyten, der meist aus 3molarer KCl besteht. Das Diaphragma der Glaselektrode trennt in gering mineralisierten Wässern ein Medium mit sehr hoher Leitfähigkeit von einem Medium mit sehr geringer Leitfähigkeit. Die unterschiedlichen Ionenkonzentrationen streben einem Ausgleich zu, müssen dafür aber einen großen Widerstand überwinden. Durch den Einsatz von ringförmigen Schliffdiaphragmen, die den Kontakt zwischen dem Innenelektrolyten und der Messlösung optimieren, kann dieses Problem weitgehend gelöst werden. Die für die Untersuchungen verwen-

dete pH-Einstabmeßkette »Aquatrode« der Firma Metrohm AG ist speziell für die Messung des pH-Wertes in ionenarmen Medien entwickelt worden, um eine größtmögliche Präzision und kurze Ansprechzeit zu erzielen (METROHM IONENANALYTIK 1999). Zusätzlich ist die Elektrode elektrisch abgeschirmt, um Störungen durch den Aufbau von Spannungsfeldern zu minimieren. Die Probleme bei der pH-Wert-Messung in atmosphärischen Niederschlägen werden u. a. bei SCHULER (1985) und GALSTER (1990) ausführlich beschrieben. MARINENKO & KOCH (1984) weisen darauf hin, dass bei Verwendung von unterschiedlichen herkömmlichen Elektroden, die nicht eigens für die Messung in ionenarmen Medien bestimmt sind, ein Unterschied von $>0,5$ pH-Einheiten auftreten kann. Dies konnte durch eigene Vergleichsmessungen mit der Aquatrode und einer herkömmlichen Festgel-Elektrode bestätigt werden, wobei die Werte mit der Festgel-Elektrode meist unter den Werten der Aquatrode lagen. Wie MARINENKO & KOCH (1984) betonen, ist durch die Verwendung unterschiedlicher Elektroden und bei zudem oft fehlender Angabe über die verwendeten Geräte und Methoden eine Vergleichbarkeit von Messdaten verschiedener Veröffentlichungen und Untersuchungen meist nicht gegeben.

Tab. 4-1: Messung der physikalisch-chemischen Parameter (Methoden und Geräte)

Parameter	Symbol	Einheit	Methode	Sonde	Messgenauigkeit
Temperatur	T	°C	elektrometrisch	Temperaturfühler WTW TFK 325	$\pm 0,1 - 0,2$ °C
pH-Wert	pH	pH-Einheiten	elektrometrisch	Metrohm Aquatrode 6.0252.100 (alternativ WTW SenTix 41-3)	$\pm 0,2$ pH-Einheiten
spez. elektr. Leitfähigkeit	k (od. eC)	$\mu\text{S}/\text{cm}$	elektrometrisch (bezogen auf 25°C)	WTW TetraCon 325	1 – 1,5 % des Messwertes
gelöster Sauerstoff	O ₂	mg/L od. %	elektrometrisch	WTW CellOx 325	1 % des Messwertes
Redox-Potential	Eh	mV	elektrometrisch (gegen Ag/AgCl)	Mettler Toledo InLab 501 Redox	± 30 mV

Neben den physikalisch-chemischen Leitparametern wurde am Probenahmeort die Säurekapazität bis pH 4,3 (m-Wert) volumetrisch durch Titration mit 0,01 n Schwefelsäure bestimmt. Daraus wurde der Gehalt an Hydrogencarbonat (HCO₃⁻) berechnet. Die Säurekapazität bis pH 4,3 ist hauptsächlich eine Funktion der Hydrogencarbonat-, Carbonat- und Hydroxid-Ionen.

Die Wasserproben wurden vor der Labor-Analyse durch Cellulose-Nitratfilter der Firma Sartorius AG mit einer Porengröße von 0,45 μm gefiltert, um ausschließlich den gelösten Stoffinhalt zu erhalten. Proben für die Metallanalyse wurden am Probenahmeort gefiltert und mit konz. HNO₃ stabilisiert. Die Proben wurden bis zur Analyse bei +4,0° C gelagert.

Analytik der Wasserproben

Die gefilterten Proben wurden im Labor auf ihre wasserchemischen Inhaltsstoffe untersucht. Mit Ausnahme der Proben vom Oktober 2000, die vom Bayerischen Geologischen Landesamt analysiert wurden (BÜTTNER & VORNEHM 2004), wurde die Wasseranalytik am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München durchgeführt. Die angewendeten Verfahren und Geräte sowie die Nachweisgrenzen und der Vertrauensbereich der Analysenmethoden sind in Anhang 3 tabellarisch zusammengestellt. Die Nachweisgrenzen der einzelnen Messungen hängen von der Kalibrierung des Gerätes ab. Die in Anhang 3 aufgeführten Werte stellen nur Richtwerte dar.

In allen Wasserproben wurden die Hauptinhaltsstoffe (Natrium, Kalium, Kalzium, Magnesium, Chlorid, Sulfat, Nitrat), die gelöste Kieselsäure als SiO₂ und die Nebeninhaltsstoffe Phosphat, Nitrit, Fluorid und Bromid bestimmt. Hydrogencarbonat wurde aus der Säurekapazität berechnet. Die gelösten Anteile (Gesamtgehalte) von Arsen und den Metallen Aluminium, Blei, Cadmium, Cobalt, Chrom, Eisen, Kupfer, Mangan, Nickel und Zink, die meist nur in Spuren vorkommen, wurden zweimal in allen Proben und danach nur in für diese Inhaltsstoffe relevanten Proben bestimmt.

Für die Angabe von Mindest-Konzentrationen ist nach DIN (1994) nicht die Nachweisgrenze sondern die Bestimmungsgrenze, die der 3fachen Nachweisgrenze entspricht, ausschlaggebend. Die Ermittlung der

Nachweisgrenze unterliegt einem Streuungsbereich, der durch die Angabe der Bestimmungsgrenze ausgeschlossen werden kann. Dadurch wird eine sichere Angabe der Mindest-Konzentration gewährleistet. Aufgrund der geringen Ionenkonzentration in den untersuchten Wässern, die einen hohen Anspruch an die Präzision der Analytik stellt, wurde in den Analysentabellen trotzdem die Nachweisgrenze als Grenzwert für die minimale Ionenkonzentration angegeben.

Validierung der Ergebnisse der Wasseranalysen

Durch die Bestimmung von Verfahrenskenngrößen über die Kalibrierfunktion der Analysenverfahren nach DIN (1986) kann die Reproduzierbarkeit eines Verfahrens überprüft werden. Es wird eine 3fach-Messung mit derselben Kalibrierfunktion durchgeführt, um die Wiederholbarkeit der Messung zu ermitteln. Aus der 3fach-Messung wird der Mittelwert bestimmt. Für jede Messung wird die Standardabweichung berechnet, die den 90-prozentigen Vertrauensbereich widerspiegelt.

Die Analysenergebnisse jeder Wasserprobe werden zudem mit Hilfe von Ionenbilanzierungen validiert. Dabei werden zunächst die Ionensummen der Hauptinhaltsstoffe überprüft. Die Differenz der Summen der Äquivalentkonzentrationen von Kationen und Anionen in [mmol(eq)/L] gibt den absoluten Fehler der Analyse an (Gl. 12). Der relative Fehler wird nach Gl. 13 berechnet. Auch für diese Berechnung werden die Äquivalentkonzentrationen der Molaritäten in [mmol(eq)/L] verwendet.

$$\text{Abs. Fehler} = \sum c(\text{Kationen}) - \sum c(\text{Anionen}) \quad [\text{mmol}(\text{eq})/\text{L}] \quad (\text{Gl. 12})$$

$$\text{Rel. Fehler} = \frac{\sum c(\text{Kationen}) - \sum c(\text{Anionen})}{0,5 \cdot [\sum c(\text{Kationen}) + \sum c(\text{Anionen})]} \cdot 100 \quad [\%] \quad (\text{Gl. 13})$$

Bei Wässern mit geringem Stoffinhalt kann bei geringer Abweichung der Summe von Anionen und Kationen (bei geringem absolutem Fehler) der prozentuale (relative) Fehler verhältnismäßig hoch sein. Bei solchen Wässern kann deshalb ein relativer Fehler bis 10 % akzeptiert werden. Größere Abweichungen konnten häufig auf die Bestimmung des Hydrogencarbonats im Gelände zurückgeführt werden, bei der die Standardabweichung von 3,05 mg/L in manchen Analysen an die Grenze der Nachweisbarkeit führt und in anderen Analysen einen Anteil von 50 % an der Gesamtkonzentration darstellt.

Als weiteres Kriterium zur Überprüfung der Analysenergebnisse kann der Vergleich der Ionensummen mit der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit herangezogen werden (Gl. 14):

$$\sum c(\text{Kationen}) \text{ bzw. } (\text{Anionen}) \text{ [mmol}(\text{eq})/\text{L}] \approx \text{Lfk}/100 \text{ [}\mu\text{S}/\text{cm}] \quad (\text{Gl. 14})$$

Zusätzlich können einzelne Ionengruppen überprüft werden, um einen Hinweis auf den Ursprung des Fehlers zu erhalten. Die Erdalkalibilanz überprüft das Verhältnis von Erdalkali-Kationen gegenüber den korrespondierenden Anionen (Gl. 15). Die Alkalibilanz überprüft das Verhältnis der Alkali-Kationen gegenüber Chlorid, das meist zusammen mit diesen ausgewaschen wird (Gl. 16).

$$c(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}) \approx c(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^-) \quad [\text{mmol}(\text{eq})/\text{L}] \quad (\text{Gl. 15})$$

$$c(\text{Na}^+ + \text{K}^+) \approx c(\text{Cl}^-) \quad [\text{mmol}(\text{eq})/\text{L}] \quad (\text{Gl. 16})$$

Nur bei einigen wenigen Wasserproben wurde der Zielwert eines relativen Fehlers von < 10 % nicht erreicht (Anhang 14). Die Analysen wurden trotzdem für die Interpretation herangezogen, da die analysierten Einzelwerte plausibel erscheinen. Ein positiver Fehler in der Ionenbilanz weist auf das Fehlen von Anionen hin. Wenn der Nitratgehalt der Probe ungewöhnlich niedrig ist, ist eine Reduktion von Nitrat vor der Analyse der Anionen als Ursache des Fehlers wahrscheinlich. Ist der Fehler negativ, ist dies auf die Nicht-Bestimmung eines für die Bilanz wichtigen Kations zurückzuführen. Insbesondere in den Quellwässern, die von Niederschlagswasser geprägt sind, handelt es sich vermutlich um nicht erfaßte Ammoniumgehalte. Auch in Messstellen mit geringeren Sauerstoffgehalten oder Einfluss organischer Dünger kann Ammonium von Bedeutung sein.

4.2 Bodenuntersuchungen

Probenahme und Aufbereitung von Bodenproben für Laborversuche

Die Bodenproben wurden mit Hilfe eines Spatens manuell entnommen. Durch den großen Steinanteil konnte nur eine Beprobung der oberen Horizonte stattfinden (bis ca. 40 cm), der Einsatz eines Bohrstocks erwies sich als nicht sinnvoll. An einem ausgeschachteten Bodenprofil des Forstamtes Bodenmais in Gschwendet konnten drei Horizonte differenziert beprobt werden. Eine Probe von Gneiszersatz konnte in einer Baugrube entnommen werden. Die Proben aus den Abraumhalden und von den ehemaligen Röstplätzen am Silberberg wurden als Mischprobe aus 10 verschiedenen Stellen im näheren Umkreis gewonnen, um eine repräsentative Probe des heterogenen Haldenmaterials zu erhalten. Eine Auflistung und Beschreibung aller Bodenproben befindet sich in Anhang 5. Für die Laborversuche wurden die Proben durch Kegeln und Vierteln homogenisiert und geteilt. Große Steine wurden dabei aussortiert.

Bestimmung des pH-Wertes im Gelände

Zur Charakterisierung der Bodenreaktion im Tiefenprofil wurde am Profil »Gschwendet« der pH-Wert im Gelände bestimmt. Da die Gewinnung von Bodenlösung zur Bestimmung des pH-Wertes relativ aufwendig ist, wird der pH-Wert des Bodens allgemein in Suspension mit Salzlösung bestimmt (SCHLICHTING ET AL. 1995). Je nach Bodenbeschaffenheit wurde Bodenmaterial in vertikalen Abständen von 5 bis 15 cm mit Bohrstock oder Spatel entnommen. Davon wurden 10 g Boden in ein 50 ml-Plastikgefäß gegeben, das mit 25 ml 0,01 M CaCl_2 -Lösung aufgefüllt wurde. Durch Schwenken wurde das Material homogenisiert und nach einer Reaktionszeit von 30 Minuten der pH-Wert elektrometrisch in der überstehenden klaren Lösung bestimmt. Der pH-Wert von Böden kann außer in CaCl_2 auch in KCl oder in deionisiertem Wasser gemessen werden, wobei die Werte in KCl unter denen in CaCl_2 liegen und diese wiederum um ca. $-0,6 (\pm 0,2)$ pH-Einheiten geringer ausfallen als die in H_2O gemessenen Werte (SCHUBERT 2002, SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998). Die von SCHUBERT (2002) ermittelten pH-Werte in CaCl_2 weichen nur um 0,1 pH-Einheiten von den in H_2O gemessenen Werten ab.

Kationen-Austauschkapazität

Zur Ermittlung der austauschbaren Kationen im Boden wird die potentielle Kationen-Austauschkapazität (KAK_{pot}) nach DIN (1997b) bestimmt. Das Verfahren beruht auf der Verwendung einer gepufferten Extraktionslösung, deren Kationen im Boden unbedeutend sind. Im Falle dieses Verfahrens ist dies eine 1 molare BaCl_2 -Lösung, die unter Verwendung von Triethanolamin auf pH 8,1 eingestellt wird. Der luftgetrocknete und auf eine Korngröße < 2 mm gesiebte Boden (Einwaage 10 g bzw. 5 g bei humushaltigen Proben) wird zunächst mit Barium-Ionen gesättigt, indem er dreimal mit der gepufferten BaCl_2 -Lösung eine Stunde lang geschüttelt wird. Im anschließend abzentrifugierten und gefilterten Eluat werden die austauschbaren Kationen Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al_{tot} , Fe_{tot} , Mn_{tot} , Cu_{tot} mit den Methoden der Wasseranalytik (Kap. 4.1) bestimmt.

In einem zweiten Schritt wird den zuvor mit BaCl_2 -Lösung behandelten Bodenproben eine bekannte Menge 0,02 mol/L MgSO_4 -Lösung zugesetzt. Das gesamte in der Lösung vorhandene sowie adsorbierte Barium wird dadurch als schwer lösliches BaSO_4 ausgefällt, wobei die Stellen der Austauscher vollständig mit Mg^{2+} besetzt werden. Der Überschuss an Magnesium im abzentrifugierten und filtrierten Eluat wird ebenfalls mittels Flammen-AAS bestimmt. Aus den eingetauschten Magnesium-Ionen wird die potentielle Gesamt-KAK (KAK_{ges}) des Bodens errechnet. Die Werte werden in cmol positiver Ionen pro Kilogramm Boden angegeben [cmol+/kg], was dem in der Literatur häufig verwendeten Wert von mmol Ionenäquivalent pro 100 g Trockenboden [mmol(IÄ)/100 g TB] entspricht.

Chemische Zusammensetzung

Die chemischen Elemente des Mineralkörpers von Böden können durch Anregung dazu veranlasst werden, eine für sie charakteristische Strahlung im Wellenlängenbereich der Röntgenstrahlung zu emittieren (JONES 1997). Dieses Phänomens bedient sich die Röntgen-Fluoreszenz-Analyse (RFA). Mit Hilfe der charakteristischen Strahlung lassen sich die verschiedenen Elemente in der Probe qualitativ und quantitativ bestimmen. Die RFA liefert in erster Linie chemische Informationen über die elementare Zusammensetzung der Bodenproben und lässt nur bedingt Rückschlüsse auf Mineralphasen in der Probe zu. Die Untersuchungen

wurden vom Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München an 10 Bodenproben und an den drei Proben aus den Halden am Silberberg durchgeführt. Die homogenisierten Proben wurden vor der Analyse bei 105° C getrocknet und auf eine Korngröße von < 60 µm gemahlen. Anschließend wurden 7,5 g des Probenmaterials mit 1,5 g Dillithiumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) gemischt, bei 1075° C geschmolzen und in Tablettenform gepresst. Die Messung erfolgte mit dem Gerät Siemens RFA SRS 303 nach internationalen Standards. Es wurden die Elemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P als Oxide bestimmt. As, Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Th, U, V, Zn und Zr wurden als Elemente gemessen. Die Nachweisgrenzen sind Anhang 7 zu entnehmen.

Mineralogische Zusammensetzung

Die mineralogische Zusammensetzung von Mineralphasen-Gemischen aus feinkörnigen, mikroskopisch nicht erkennbaren Mineralgemengen kann mit der Röntgendiffraktometrie (XRD = X-Ray Diffraction) qualitativ bestimmt werden. Durch Wellenbeugung von Röntgenstrahlen am Kristallgitter der Minerale werden charakteristische Beugungsmuster produziert, durch die das Mineral bestimmt werden kann (MOORE & REYNOLDS 1997). Die Untersuchungen wurden am Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München an 18 Bodenproben durchgeführt, darunter eine Mischprobe aus den Abraumhalden am Silberberg. Zunächst wurden Pulverpräparate für die Bestimmung des Mineralbestands der Gesamtprobe hergestellt, wofür der Feinerde-Anteil (Fraktion < 2 mm) von Hand gemahlen und homogenisiert (< 40 µm) wurde. Die händische Aufbereitung im Mörser ist dem Mahlen mit Hilfe einer Kugelmühle vorzuziehen, da dabei amorphe Phasen produziert werden könnten, die mit der XRD nicht erfasst werden. An den texturfreien Pulverpräparaten wurde die Röntgendiffraktometrie mit dem Gerät Philips PW 1800 mit Monochromator und Cu-K- α -Strahlung im Aufnahmebereich 2 – 70° 2 θ durchgeführt.

Für die röntgendiffraktometrische Bestimmung der Tonminerale wurde durch Nasssiebung die Fraktion < 63 µm abgetrennt. Proben mit einem hohen organischen Anteil wurden mit 15 %-igem Wasserstoffperoxid (H_2O_2) behandelt, um die organischen Komponenten zu zerstören, die die Messung negativ beeinflussen. Alle Proben für die Tonmineral-Analyse wurden in einen Attenberg-Zylinder eingebracht und die Tonfraktion (< 2 µm) nach dem Schlämverfahren abgetrennt. Über Filterkartuschen wurden die Proben eingengt und durch Zentrifugieren konzentriert. Als Schlämm-Mittel wurde 0,01 m NH_4OH mit pH 9–10 verwendet, um eine Koagulation der Feinstpartikel über das gegensätzliche Ladungspotential des Schlämm-Mittels zu vermeiden. Vom so gewonnenen Tonkonzentrat wurden Texturpräparate (Schmierpräparate) auf Glaträgern hergestellt, die nach Trocknung mit dem o. g. Röntgendiffraktometer ebenfalls mit Cu-K- α -Strahlung im Bereich 2 – 70° 2 θ aufgenommen wurden. Zur Unterscheidung der Minerale Chlorit und Kaolinit, die aus den Diffraktogrammen nicht ersichtlich ist, wurden die Präparate zusätzlich im Muffelofen zwei Stunden bei 550° C erhitzt und direkt, im noch warmen Zustand, erneut im Diffraktometer von 2 – 40° 2 θ aufgenommen. Zur Überprüfung der Anwesenheit von quellfähigen Schichtsilikaten (3-Schicht-Tonmineralen) wurden die Proben mit Glykol behandelt und danach mit dem Röntgendiffraktometer erneut aufgenommen, um so eine Verschiebung des Basisabstands erkennen zu können, die auf die Anwesenheit von quellfähigen Schichtsilikaten hinweist.

Als Nachweisgrenze für Mineralphasen aus einer Mischung verschiedener Minerale, wie sie in Bodenproben gegeben ist, gibt JONES (1997) 1–5 Gewichts-% an. Eine quantitative Aussage über die Anteile der verschiedenen Mineralarten ist nur möglich, wenn wenige Minerale in der Mischung vorliegen, da die gebeugten Strahlen an den vielen verschiedenen Bestandteilen unterschiedlich stark absorbiert werden. Da in den heterogenen Böden aus Kristallingestein eine Vielzahl von Mineralarten zu erwarten ist, kann eine quantitative Aussage der Mineralbestimmung durch die XRD in diesem Fall nicht geleistet werden.

Eluierbarkeit mit Wasser (Batchversuche)

Zur Bestimmung der eluierbaren Inhaltsstoffe der Böden wurden Batchversuche mit deionisiertem Wasser durchgeführt. Mit dem Verfahren nach DIN (1984) werden die Stoffe bestimmt, die unter den Bedingungen des Verfahrens gelöst werden. Das Verfahren wurde hauptsächlich für die Abschätzung von möglichen Einträgen aus Deponiematerial in Grund- und Oberflächenwasser entwickelt, eignet sich aber auch für die Charakterisierung der Eluierbarkeit von natürlichen Böden.

Zunächst wird eine auf den Trockenrückstand bezogene Bodenmenge eingewogen. Dabei wurde abweichend von den Vorgaben in der DIN-Norm für das Projekt LOWRGREP in Anlehnung an die Versuche von BENDER (2000) nur die halbe Menge (50 g Trockenrückstand) eingewogen. Entsprechend wurde das Bodenmaterial in 1 L-Polyethylen-Flaschen mit 500 ml deionisiertem Wasser gefüllt. Das Material wurde 24 Stunden bei 1 Umdrehung/Minute über Kopf geschüttelt. Danach wurde das Eluat abzentrifugiert und filtriert. Im Filtrat wurden die spezifische elektrische Leitfähigkeit und der pH-Wert bestimmt. Nach Filtrieren über Cellulose-Nitratfilter mit einer Porenweite von 0,45 µm wurden im Eluat die Konzentrationen der Hauptinhaltsstoffe (Natrium, Kalium, Kalzium, Magnesium, Chlorid, Sulfat, Nitrat) sowie Ammonium, Aluminium und gelöste Kieselsäure bestimmt und auf die Menge von 1 kg Boden berechnet [mg/kg].

Sequentielle Extraktionen zur Bestimmung der Metall-Bindungsformen

Zur Bestimmung der Metall-Bindungsformen in Bodenproben und im Haldenmaterial am Silberberg wurden sequentielle Extraktionen durchgeführt. Dabei wurde das Verfahren nach ZEIEN & BRÜMMER (1989) bzw. ZEIEN (1995) angewendet, das für oxidierte Böden mit geringem Carbonatgehalt (< 5 %) bzw. carbonatfreie Böden, wie sie auch im Untersuchungsgebiet anzutreffen sind, entwickelt und optimiert wurde. Das Verfahren beruht auf einer Behandlung mit verschiedenen Extraktionslösungen, deren chemische Aggressivität im Verlauf der Extraktionen zunimmt (Tab. 4-2). Dadurch werden die Bindungsformen von Schwermetallen (SM) im komplexen und heterogenen Bodensystem differenziert und nach Fraktionen aufgeschlüsselt. Da das Verfahren pH- und zeitabhängig ist, muss auf die Einstellung des pH-Wertes der Extraktionslösung und die Einhaltung der Behandlungszeiten geachtet werden.

Tab. 4-2: Verfahrensdurchführung nach ZEIEN & BRÜMMER (1989) sowie ZEIEN (1995)

Bez.	Extraktionsmittel	pH-Wert	Behandlung	Fraktion
E 1	1 m NH ₄ NO ₃	7,00–6,00	24 Std. über Kopf schütteln (1 U/min)	MOBILE FRAKTION
E 2	1 m NH ₄ OAc	6,00	24 Std. über Kopf schütteln (1 U/min)	LEICHT NACHLIEFERBARE FRAKTION
E 3	0,1 m NH ₂ OH-HCl + 1 m NH ₄ OAc	6,00 / 5,50	30 Min. über Kopf schütteln (1 U/min)	IN MN-OXIDEN OKKLUDIERT FRAKTION
E 4	0,025 m NH ₄ EDTA	4,60	90 Min. über Kopf schütteln (1 U/min)	ORGANISCH GEBUNDENE FRAKTION
E 5	0,2 m NH ₄ Oxalatpuffer	3,25	4 Stunden im Dunkeln über Kopf schütteln (1 U/min)	IN SCHLECHT KRISTALLINEN FE-OXIDEN OKKLUDIERT FRAKTION
E 6	0,1m Ascorbinsäure in 0,2 m NH ₄ Oxalat	3,25	30 Min. im kochenden Wasserbad (96°C +/- 3°C)	IN KRISTALLINEN FE-OXIDEN OKKLUDIERT FRAKTION

Für den Versuch werden 2 g lufttrockene Feinerde in einen Zentrifugenbecher eingewogen, mit 50 ml des Extraktionsmittels versetzt und nach dem Verfahren in Tab. 4-2 schrittweise behandelt. Nach jedem Verfahrensschritt wird das Eluat 15 Minuten bei Zimmertemperatur und 2500 U/min abzentrifugiert und filtriert. Das gewonnene Eluat wird unter Berücksichtigung der Matrix des Eluationsmittels analysiert. Zur Stabilisierung der Metalle in Lösung wird Säure zugegeben. Es wurden neben Aluminium, Eisen, Mangan, Zink (im Bereich mg/L) sowie Arsen, Cadmium, Cobalt, Chrom, Kupfer, Nickel und Blei (im Bereich µg/L) auch die Gehalte der eluierten Basenkationen (Natrium, Kalium, Kalzium, Magnesium) bestimmt.

4.3 Geographisches Informationssystem und Datenbank

Zum Management der umfangreichen räumlichen und chemischen Daten wurde ein Geographisches Informationssystem für das Untersuchungsgebiet aufgebaut. Ein Geographisches Informationssystem (GIS) ist ein computergestütztes System zur Erfassung, Fortführung, Verarbeitung, Analyse, Modellierung und Ausgabe räumlicher Daten. Es unterstützt die Analyse von Daten zur Hilfe bei Planungsentscheidungen und wird auch in der Wasserwirtschaft zunehmend eingesetzt. Im Rahmen des Projektes LOWRGREP wurde ein GIS mit einer einheitlichen Struktur erarbeitet (AYRAL & VORNEHM 2002), mit dem thematische Karten erstellt

und Risikoanalysen durchgeführt werden können (BENDER ET AL. 2001, VORNEHM 2002, VORNEHM ET AL. 2003 B). Das GIS ist nach der Struktur des Programms ArcView 3.2 (ESRI) aufgebaut, das von allen Projektpartnern verwendet wurde. In Form von Polygon-, Linien- oder Punkt-Objekten sind im LOWRGREP-GIS in getrennten Ebenen (»Layers«) Informationen zu Landnutzung, Gewässern, Geomorphologie, Geologie, Siedlung, Verkehr, Verwaltung und Naturschutzgebieten enthalten (Abb. 4-1) (verändert nach AYRAL & VORNEHM 2002).

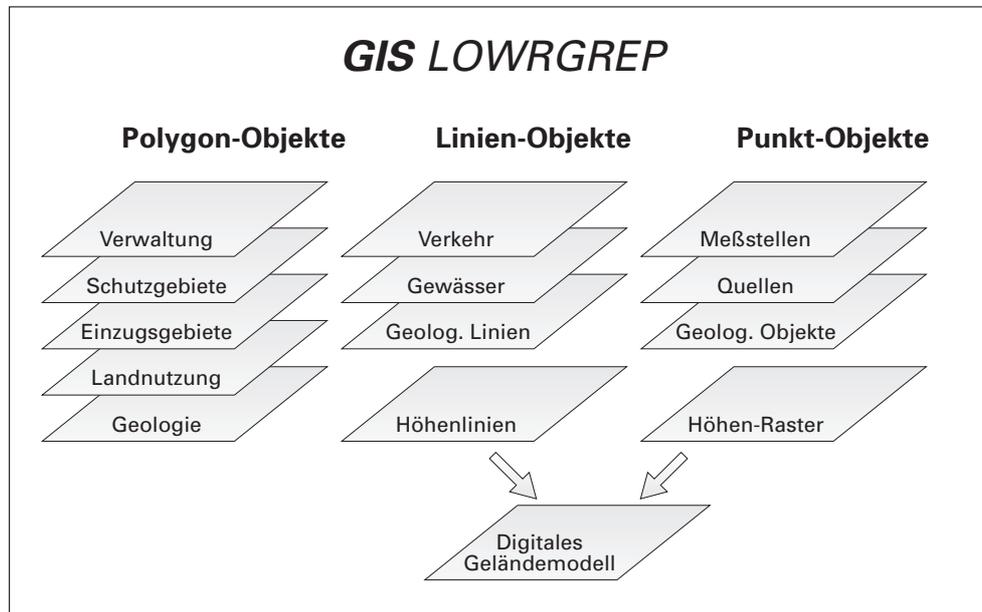


Abb. 4-1: Layer-Struktur des LOWRGREP GIS (verändert nach AYRAL & VORNEHM 2002)

Die geographischen Grundlagendaten (Gewässer, Landnutzung, Siedlung, Verkehr, Verwaltung) konnten vom Bayerischen Landesvermessungsamt (LVA) in Vektorformat aus dem Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystem (ATKIS, BAYLVA 2001A) bezogen werden. Die detailgenauen, objektstrukturierten Daten wurden auf der Basis der amtlichen topographischen Karte im Maßstab 1:25 000 (TK 25) erfasst und haben eine Lagegenauigkeit von etwa 10 m. Die Aktualität der Daten des Untersuchungsgebietes entstammt der Grunderfassung von 1994, so dass einige Elemente, wie die Umgehungsstraße von Bodenmais, nachdigitalisiert werden mussten. Die Daten wurden im DXF-Format in das ArcView-GIS eingelesen und einer intensiven Nachbearbeitung unterzogen (VORNEHM 2002). Auch die Relief-Daten konnten vom Bayerischen Landesvermessungsamt in Form eines digitalen Geländemodells bezogen werden (BAYLVA 2001B). Die Daten basieren ebenfalls auf der TK 25 und haben eine Höhengenaugigkeit von $\pm 2-3$ m. In Waldgebieten können größere Ungenauigkeiten auftreten. Sie werden als regelmäßiges, gitterförmig strukturiertes Punktraster (Maschenweite 50 x 50 m) im ASCII-Code abgegeben und können in ArcView mit Hilfe der Extension »Spatial Analyst« eingelesen und bearbeitet werden. Aus den so gewonnenen Informationen zur Geländehöhe können mit Hilfe der ArcView-Extension »3D-Analyst« Isohypsen, Geländeneigung und Exposition berechnet und graphisch dargestellt werden. Die geologischen Vektordaten wurden nach der Vorlage der Geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:200 000 Blatt Deggendorf (BGR 1999) digitalisiert.

Die Messstellen der Niederschlags-, Boden-, Oberflächenwasser- und Grundwasser-Untersuchungen wurden in das GIS aufgenommen und in der zugehörigen Attribut-Tabelle mit den wichtigsten Informationen versehen. Die umfangreichen chemischen Analysen zu Grund- und Oberflächenwasser sind in einer Datenbank gespeichert, die mit der Software Microsoft Access erstellt wurde. Die Datenbank enthält eine Tabelle mit den Ergebnissen der Wasseranalysen und ihren Standardabweichungen sowie eine Tabelle mit Informationen zu den Messstellen. Über eine eindeutig zugeordnete Objekt-Kennzeichnung (Objekt-ID) können die Tabellen miteinander verknüpft werden. Diese Objekt-ID dient auch der Zuordnung der Analysendaten zu den Messstellen im GIS, so dass die hydrochemischen Informationen in Interpretationen mit dem GIS einfließen können und eine raumbezogene graphische Darstellung möglich ist.

5 Untersuchungen zum System Niederschlag – Boden – Grundwasser

Die Messstellen von Niederschlagswasser, Boden, Grund- und Oberflächenwasser sowie Bergwerkswasser, die im Rahmen der Arbeit beprobt wurden, sind in Abb. 5-1 dargestellt. Auch die Klima- und Niederschlags-Stationen des Deutschen Wetterdienstes sind in der Karte verzeichnet.

5.1 Niederschlag

5.1.1 Untersuchungsumfang – Niederschlag

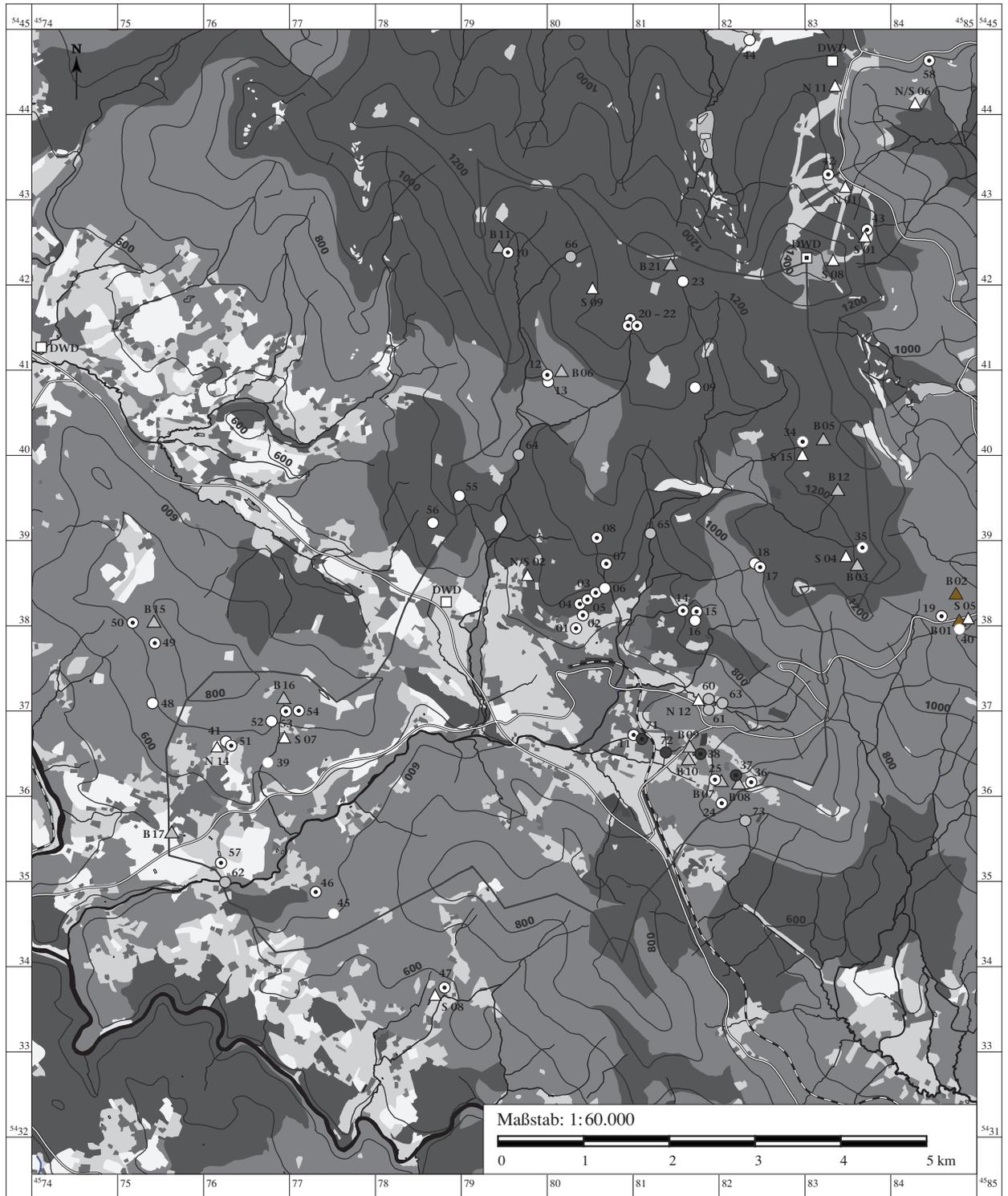
Im Untersuchungsgebiet wurden im Sommer 2001 an sechs Stellen mit Hilfe von Bulk-Sammlern (Kap. 4.1) in unregelmäßigen Abständen 36 Niederschlagsproben zur chemischen Untersuchung entnommen (Messstellen in Abb. 5-1). Eine Aufenthaltszeit des Niederschlagswassers im Probengefäß im Gelände von bis zu zwei Wochen konnte dabei meist nicht vermieden werden. Nur im August 2001 konnten während eines Starkregen-Ereignisses die Proben direkt entnommen werden. Die lange Aufenthaltszeit kann Verunreinigungen und eine Veränderung der Wasserinhaltsstoffe durch Redoxprozesse zur Folge haben. Zum Vergleich werden Daten der nahe gelegenen Station »Brotjacklriegel« (BJR) des Umweltbundesamtes herangezogen (UBA 2002A). Die Station befindet sich auf 1016 m ü. NN im Vorderen Bayerischen Wald. Seit 1977 werden dort Tageswerte der chemischen Zusammensetzung des Niederschlags ermittelt. Bis 1999 wurden die Proben mit Hilfe von Bulk-Sammlern gewonnen. Seit 2000 werden Wet-Only-Sammler eingesetzt, die wöchentlich entleert werden.

In den Winterhalbjahren 2000, 2001 und 2002 wurden an verschiedenen Stellen im Untersuchungsgebiet insgesamt 12 Schneeproben zur chemischen Analyse entnommen (Kap. 4.1) (Abb. 5-1).

5.1.2 Chemische Zusammensetzung

Der Niederschlag, der ursprünglich der chemischen Zusammensetzung von verdünntem Meerwasser entspricht, wird während des Transports in der Atmosphäre zusätzlich mit Inhaltsstoffen angereichert, die sowohl natürlicher als auch anthropogener Natur sein können. Ein wesentlicher Prozess dabei ist die Oxidation von Stickoxiden und Schwefeldioxid, die vor allem durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe in die Atmosphäre eingetragen werden. Es entstehen (z.T. weit von der Emissionsquelle entfernt) Salpeter- und Schwefelsäure. Aus der Landwirtschaft werden durch Evaporation von Düngern vor allem NH_4OH und NH_3 freigesetzt. Teile der durch industrielle Emissionen eingebrachten Säuren HNO_3 und H_2SO_4 werden durch CaCO_3 von kontinentalem Staub und dem NH_4OH aus der Dünnung neutralisiert. Der nicht neutralisierte Rest ist im Regenwasser in Form von freien Protonen präsent und bestimmt den pH-Wert des Regenwassers (APPELO & POSTMA 1999).

Die Zusammensetzung des Regenwassers wird nach SIGG & STUMM (1996) hauptsächlich durch die Konzentrationen der starken Säuren H_2SO_4 , HNO_3 und HCl sowie der basischen Komponenten NH_3 und Carbonat bestimmt. Das natürliche Gleichgewicht mit CO_2 in der Atmosphäre und die Anwesenheit kleiner Konzentrationen anderer Säuren (z. B. organischer Säuren) tragen ebenfalls zum Säure-Base-Gleichgewicht des Niederschlagswassers bei. Die wichtigsten gelösten Bestandteile des Niederschlags sind demnach Cl^- , SO_4^{2-} , SO_3^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} und NH_4^+ , das mit Luftsauerstoff unter Abgabe von Protonen zu NO_3^- oxidiert werden kann. Mit Werten zwischen 0,01 und 1 mg/L ist Ammonium das wichtigste Kation im Niederschlag (MATTHEB 1994).



Nadelwald	Grünland	Steinbruch	16 40 Grundwasser gefasst/ungefasst
Laub- und Mischwald	Gebüsch	Verkehrsfläche	73 Oberflächenwasser
Ackerland	Moor	Staatsstraße	72 Bergwerkswasser
Felsen	Gewässer	Eisenbahn	08 intensives Messprogramm
Siedlungsfläche, Bebauung	Bach	Einzugsgebiet	B07 Bodenprobe
			N/S 12 Probe Niederschlagswasser/Schnee
			DWD Niederschlags-/Klimastation des DWD

Abb. 5-1: Messstellen zu Niederschlag, Klima, Boden und Wasser (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15c)

In den Niederschlags-Analysen wurden pH-Werte von 4,3 bis 5,8 gemessen (Anhang 4, Auswahl), bei einem Mittelwert von 4,9 (Tab. 5-1). Dieser pH-Wert entspricht einer H^+ -Ionenkonzentration von 0,013 mg/L. Die Leitfähigkeit liegt im Mittel bei 15 $\mu S/cm$, wobei Werte zwischen 9 und 20 $\mu S/cm$ beobachtet wurden. Die Gehalte der marinen Komponenten im Niederschlag, Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} (BEILKE & UHSE 1999), sind wegen der kontinentalen Prägung der Region gering (im Mittel 0,12, 0,24 bzw. 0,04 mg/L). Kalzium und Kalium, die sowohl marinen als auch kontinentalen Ursprungs sein können, liegen mit 0,31 bzw. 0,21 mg/L etwas höher. Die Inhaltsstoffe aus kontinentalen Quellen (Sulfat, Nitrat und Ammonium) nehmen mit 1,41, 1,61 und 0,75 mg/L den größten Anteil an den Inhaltsstoffen ein. Bei den in Tab. 5-1 angegebenen Mittelwerten wurden nur die Analysenergebnisse berücksichtigt, die einen Fehler in der Ionenbilanz von weniger als 10 % aufweisen (Kap. 4.1). Zieht man auch andere Messungen hinzu, so ergibt sich ein Mittelwert für Nitrat von 2,12 mg/L (Anhang 4), der eher den Vergleichswerten der Station BJR entspricht. Die Aufenthaltszeit des Probenwassers im Gelände kann den Eintrag von organischer Substanz und eine Veränderung der Sauerstoffsättigung zur Folge haben. Da der Nitratwert ein redox-sensibler Parameter ist, machen sich diese Einflüsse hier besonders bemerkbar. Bei erhöhter Sauerstoffsättigung durch Aufnahme von Luftsauerstoff wird Ammonium zu Nitrat oxidiert, bei Sauerstoffverbrauch durch eingebrachte organische Substanz wird das Nitrat reduziert. Eine zu kleine Auswahl von Werten für den Mittelwert kann hier somit ein nicht repräsentatives Ergebnis liefern.

Generell liegen die Werte der Inhaltsstoffe an der Station Brotjacklriegel etwas höher als im Arbergebiet. Die Ursache dafür ist möglicherweise die Lage der Station im Vorderen Bayerischen Wald, wo sich die Niederschläge aus westlicher Richtung zuerst abregnen. Auch ein anderes »Einzugsgebiet« für Emissionsquellen durch lokale meteorologische Einflüsse ist denkbar. In ihrer Tendenz sind die Ergebnisse jedoch gleich, denn sowohl an der Station BJR als auch im Untersuchungsgebiet ist Nitrat neben Sulfat das vorherrschende Anion und Ammonium das vorherrschende Kation, was die Bedeutung der Stickstoffkomponenten im Niederschlagswasser betont (VORNEHM ET AL. 2003A). An der Station BJR wurden zudem die Spurenmetalle Zink, Mangan, Kupfer, Blei und Cadmium in geringen Mengen im Niederschlag nachgewiesen (Tab. 5-1).

Tab. 5-1: Chemische Zusammensetzung des Niederschlagswassers (Mittelwerte)

Station Messzeitraum		UBA_BJR 1984–1995	UBA_BJR 1998	UBA_BJR 1999	UBA_BJR 2000	UBA_BJR 2001	BOD_Regen 2000–2002	BOD_Schnee 2000–2002	Šumava_Nebel 1994–2000
Referenz:		Fricke et al. (1997)	Beilke & Uhse (1999)	Hjellbrekke (2001)	UBA (2002a)	UBA (2002a)	eigene Messung	eigene Messung	Tesar et al. (2001), Metalle: Fisak et al. (2001)
Menge (Hellmann)	mm/a	962	1036	954	–	1298,3	–	–	–
Menge (Eigenbrodt)	mm/a	–	–	–	1158,6	1115,8	–	–	–
pH		4,58	4,83	4,76	5,13	5,11	4,90	4,4	4,03 (3,36–7,13)
eC	$\mu S/cm$	23	15	–	15	14	13	29 (6–128)	153 (3–567)
Cl^-	mg/L	0,30	0,29	0,26	0,27	0,26	0,24	0,84	1,45 (<0,01–15,10)
NO_3^-	mg/L	2,67	2,28	0,58 (0,1–4,0)	2,71	2,47	1,61	2,22	21,82 (0,32–178,77)
SO_4^{2-}	mg/L	2,86	1,63	0,54 (0,1–3,8)	2,11	1,55	1,41	1,29	19,90 (0,31–76,59)
NH_4^+	mg/L	0,96	0,79	0,69	0,93	0,84	0,75	0,13 (0,12–0,25)	9,38 (<0,01–42,30)
Na^+	mg/L	0,18	0,18	0,14	0,19	0,19	0,12	0,24	0,77 (0,01–16,39)
K^+	mg/L	0,11	0,13	0,14	0,12	0,07	0,21	0,38	0,61 (<0,01–10,75)
Ca^{2+}	mg/L	0,35	0,28	0,26	0,44	0,35	0,31	0,65	1,37 (0,01–21,17)
Mg^{2+}	mg/L	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,26 (<0,01–7,95)
Blei	$\mu g/l$	–	–	–	2,07	–	–	–	42,5
Cadmium	$\mu g/l$	–	–	–	0,13	–	–	–	1,13
Kupfer	$\mu g/l$	–	–	–	2,32	–	–	–	13,7
Zink	$\mu g/l$	–	–	–	63,53	–	–	–	–
Mangan	$\mu g/l$	–	–	–	4,51	–	–	–	–

Am BJR konnten aufgrund der langen und regelmäßigen Beobachtungsperiode saisonale Schwankungen in der Konzentration der Regeninhaltsstoffe festgestellt werden. So werden im Frühjahr höhere Konzentrationen von NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} und H^+ beobachtet, die vermutlich auf vermehrte Emissionen aus der Düngung einerseits und auf höhere photochemische Aktivität der Atmosphäre andererseits zurückzuführen sind, so dass es verstärkt zur Oxidation von SO_2 und NO_x kommt. Hinzu kommen die geringeren Regenmengen im Frühjahr, die zu einer Aufkonzentration der Schadstoffe in der Atmosphäre führen. Die höchsten Depositionen (Konzentration bezogen auf die Regenmenge) treten hingegen während der hohen sommerlichen Niederschläge auf. Generell weisen Konzentrationen und Depositionen starke jährliche Schwankungen auf (BEILKE & UHSE 1999).

Im Vergleich zu den Niederschlags-Proben, die im Untersuchungsgebiet gewonnen wurden, sind die gelösten Inhaltsstoffe in den Schneeproben leicht erhöht, was sich in der spez. elektr. Leitfähigkeit bemerkbar macht, die im Mittel $29 \mu\text{S}/\text{cm}$ beträgt (Tab. 5-1). Dabei schwanken die Werte deutlich, zwischen 6 und $128 \mu\text{S}/\text{cm}$. Der Gehalt an gelösten Anionen und Kationen in den Schneeproben liegt im allgemeinen leicht über den Werten der Niederschlagsproben, wobei der höhere Wert des Säure-Anions Nitrat für den etwas tieferen pH-Wert von 4,4 verantwortlich sein dürfte. Damit im Zusammenhang steht der niedrigere Wert des Ammoniums (0,13 gegenüber 0,75 mg/L). Er kann wahrscheinlich auf Redoxprozesse während der Aufenthaltszeit des Schnees im Gelände oder spätestens während des Schmelzens der Probe zurückgeführt werden. Dabei kann das Wasser Sauerstoff aus der Luft aufnehmen, wobei Ammonium zu Nitrat oxidiert wird (Sauerstoffsättigung der Proben: 70–80 %). Der Wert von Sulfat in den Schneeproben ist etwas niedriger als in den Niederschlagsproben (1,29 gegenüber 1,41 mg/L). Der Unterschied liegt jedoch im Rahmen des Vertrauensbereichs von 0,1 – 0,2 mg/L, so dass er nicht als signifikant gelten kann.

5.1.3 Interpretation der Niederschlagsdaten

Die langjährigen Messungen der chemischen Zusammensetzung des Niederschlags an der Station Brotjackelriegel sowie an anderen Stationen in Deutschland und Europa (FRICKE ET AL. 1997, BEILKE & UHSE 1999) zeigen, dass der pH-Wert im Niederschlag in den letzten 15 Jahren einen beträchtlichen Anstieg erfahren hat (von 4,1–4,6 pH-Einheiten im Jahr 1982 auf 4,8 bis 5,1 pH-Einheiten im Jahr 1998). Entsprechend hat auch die Konzentration der H^+ -Ionen im Niederschlag abgenommen (um 59 % an der Station BJR). Gleichzeitig wird eine deutliche Abnahme der Sulfat-Konzentrationen beobachtet (–63 % an der Station BJR). Grund dafür ist der Rückgang der Emissionen von SO_2 in Deutschland und in den meisten Nachbarländern um bis zu 80 % (BEILKE & UHSE 1999, FIŠÁK ET AL. 2001A). Parallel dazu hat die spezifische elektrische Leitfähigkeit abgenommen, was auf einen geringeren Lösungsinhalt hinweist. Die Konzentrationen von NO_3^- und NH_4^+ dagegen sind nur leicht rückläufig (NO_3^- –31 % und NH_4^+ –26 % am BJR), da die Emission der Stickstoff-Komponenten in geringerem Maße zurück gegangen ist (NO_x –40 %, NH_3 –20 %). Diese ungleiche Abnahme hat zu einer Verschiebung der prozentualen Anteile von SO_4^{2-} und NO_3^- im Niederschlagswasser zugunsten des Nitrats geführt. Dies wird auch beim Vergleich der Mittelwerte der Jahresreihe 1984–1995 (Tab. 5-1, Kap. 5.1.2) und der Mittelwerte der Jahre 1998 bis 2001 deutlich. Während das Sulfat Ende der 1980er/Anfang der 1990er Jahre noch mit 2,86 mg/L über dem Nitratwert von 2,67 mg/L lag, sind die Werte in späteren Jahren fast gleich, mit einem leichten Übergewicht des Nitrats (im Jahr 2001: 1,55 mg/L SO_4^{2-} gegenüber 2,47 mg/L NO_3^-). Dem entspricht auch die Tendenz zur Verschiebung der Gleichgewichte, die von FIŠÁK ET AL. (2002) im Nebelniederschlag beobachtet wird.

Der pH-Wert des Niederschlags liegt nach BEILKE & UHSE (1999) heute im Bereich der natürlichen Schwankung, die in Europa Werte zwischen 4,6 und 5,6 pH-Einheiten erwarten lässt. Trotzdem ist die Konzentration der Regeninhaltsstoffe nach wie vor erheblich höher als im natürlichen Regenwasser. Der pH-Wert allein sagt nur wenig über die Eigenschaften des »sauren Regens« und dessen Einfluss auf das Ökosystem aus. Die Abnahme der Inhaltsstoffe seit 1982 ist nach BEILKE & UHSE (1999) dennoch deutlich auf Emissionsrückgang und nicht auf meteorologische oder messtechnische Einflüsse zurückzuführen.

In der Schneedecke werden generell höhere Konzentrationen der gelösten Inhaltsstoffe erwartet, da hier neben der nassen Deposition auch die trockene Deposition (gasförmige Stoffe und Aerosole) verbleibt und während der Aufenthaltszeit im Gelände bzw. beim Schmelzen des Schnees z.T. in Lösung gehen kann. Dadurch ist besonders das Schneeschmelzwasser im Frühjahr bedeutend für die Auswirkungen von saurer atmosphärischer Deposition auf das Ökosystem. Während die Unterschiede zum Regenniederschlag bei den Messungen im Untersuchungsgebiet nur in geringem Maße hervortreten, hat GEORGII (1963) etwa 3mal höhere Sulfat-Konzentrationen im Schneeniederschlag gemessen. Er führt diese auf Adsorption von SO_2 und nachfolgende katalytische Oxidationsprozesse sowie die Aufnahme von Aerosolteilchen zurück. Möglicherweise ist dieser Effekt wegen des Rückgangs der Schwefelemissionen in den letzten Jahrzehnten heute weniger von Bedeutung.

Von großer Bedeutung für die Versauerung von Sicker- und Grundwasser ist hingegen der Nebelniederschlag (Kap. 3.1.3). Nach SIGG & STUMM (1996) können die gelösten Inhaltsstoffe im Nebelniederschlag wegen der kleineren Oberfläche der Nebeltröpfchen um das 10- bis 100fache stärker konzentriert sein als im Regenwasser. Im Untersuchungsgebiet stehen keine Informationen zur Chemie des Nebelniederschlags zur Verfügung. Im nahe gelegenen Nationalpark Šumava (Böhmerwald) hingegen werden an der Station »Churanov«, die vom Tschechischen Hydrometeorologischen Institut (CHMI) betrieben wird, seit 1988 umfangreiche Untersuchungen zum diffusen Niederschlag (»occult precipitation« nach TESAŘ ET AL. 2001) durchgeführt, der sich aus Nebel, Tau, Raureif und Wolken-Niederschlag zusammensetzt. Die Station liegt auf 1122 m ü. NN und weist – ähnlich wie die Stationen am Brotjacklriegel und am Großen Arber – keine signifikanten Emissionsquellen in der näheren Umgebung auf. Anthropogener Eintrag besteht nur geringfügig aus diffusen Quellen durch landwirtschaftliche Aktivität. Im Nationalpark Šumava wird eine 9fach höhere Konzentration der gelösten Inhaltsstoffe im Nebel- und Wolkenwasser im Vergleich zum Regenniederschlag (»vertikale Deposition«) gemessen (TESAŘ ET AL. 2001). Durch zusätzlichen Eintrag v. a. von Nitrat (21,8 mg/L), Sulfat (19,9 mg/L) und Ammonium (9,4 mg/L) (Tab. 5-1, Kap. 5.1.2) durch das Nebel- und Wolkenwasser wird eine bedeutende Erhöhung der sauren Komponenten in der nassen Deposition hervorgerufen. Auch der Eintrag von Metallen ist von größerer Bedeutung. Auffällig ist eine starke Schwankung der Werte, die auf eine heterogene Zusammensetzung der Nebelereignisse hindeutet. FIŠÁK ET AL. (2001) haben die Konzentration des Nebelniederschlags nach der vorherrschenden Windrichtung und der Advektion der Luftpartikel aus verschiedenen Richtungs-Sektoren aufgeschlüsselt. Dabei ergibt sich für die Station »Churanov« im Šumava ein geringerer Gehalt an gelösten Inhaltsstoffen und Säurebildnern aus westlichen Richtungen (Bayerischer Wald) im Vergleich zu nördlichen Richtungen (Industriegebiete in N-Böhmen und Sachsen). In den Mittelwerten von 1994 bis 2000 ist bei Winden aus westlichen Richtungen der Sulfatwert im Vergleich zum Nitratwert leicht erhöht (SO_4^{2-} : 38,4 mg/L, NO_3^- : 31,0 mg/L). Bei Betrachtung der Advektion von Luftpartikeln aus dem westlichen Sektor (Gebiet, das innerhalb der letzten 48 Stunden passiert wurde), ist der Effekt jedoch weniger stark ausgeprägt (SO_4^{2-} : 19,2 mg/L; NO_3^- : 15,5 mg/L). Möglicherweise stammt das Sulfat hier aus weiter westlich gelegenen Regionen und ist ein Zeichen dafür, dass die Luftpartikel in der näheren Umgebung, also im Bayerischen Wald selbst, weniger Schadstoffe aufnehmen. Ein Grund für den im Vergleich zum Nitrat erhöhten Sulfatwert im Nebelwasser könnte auch darin zu finden sein, daß Schwefeloxide nach SIGG & STUMM (1996) vorwiegend in der Wasserphase oxidiert werden, während die Oxidation der Stickoxide vor allem in der Gasphase stattfindet. Der höhere Wassergehalt des Nebels im Vergleich zum Regenwasser könnte die Oxidation des Schwefels somit begünstigen. FIŠÁK ET AL. (2002) beobachten in den letzten Jahren jedoch im Nebelniederschlag ebenfalls eine Verschiebung der Ionenverhältnisse mit einer Zunahme des Nitrats auf Kosten des Sulfats. Interessant ist auch die Feststellung, dass mit zunehmender Geländehöhe offenbar ein Verdünnungseffekt der Konzentrationen im Nebelniederschlag auftritt, der durch den höheren Gehalt an Flüssigkeit in der Höhenlage hervorgerufen wird (FIŠÁK ET AL. 2002). Dieser Effekt schafft somit einen gewissen Ausgleich für das häufigere Vorkommen von Nebel in den Hochlagen.

5.2 Boden

5.2.1 Untersuchungsumfang – Boden

Im August 2001 wurden 11 Bodenproben entnommen (Abb. 5-1, Anhang 4). Dabei wurden an drei Stellen getrennte Proben von Humusaufgabe und oberstem Mineralboden untersucht, an den übrigen Stellen nur der Mineralboden. Die Entnahme war meist durch den stark steinigen Untergrund auf die obersten 20–40 cm des Mineralbodens beschränkt (Kap. 4.2). Lediglich am Profil des Forstamtes Bodenmais konnten bis in eine Tiefe von 70 cm drei Proben aus verschiedenen Horizonten des Mineralbodens gewonnen werden (B 12 a–c). Ein weiteres Profil von 100 cm Tiefe wurde von Cakir (2003) am Kleinen Arber untersucht (B 21 a–e). Diese Proben wurden in die mineralogische Analyse einbezogen. Die untersuchten Bodenproben entstammen unterschiedlichen Höhenlagen und Vegetations-Verhältnissen. Die Proben B 02, B 06 (mit Humus B 06 H) und B 11 (mit Humus B 11 H) sowie das Profil B 12 a–c entstammen der Höhenlage (> 1000 m ü. NN) und haben sich unter Fichtenwald entwickelt. Sie sind weitgehend unbeeinflusst von anthropogenen Aktivitäten und Störungen. Die ebenfalls in der Höhenlage entnommenen Proben B 05 und

B 03 stammen aus Böden unter abgestorbener Fichtenvegetation (B 05 rezent durch Borkenkäferbefall, B 03 durch Kahlschlag und Windwurf). Die Fläche um die Probenahmestelle B 03 ist mit einer dichten Grasvegetation und wenigen jungen Fichtenbäumen bewachsen. Probe B 02 wurde in unmittelbarer Nähe der stark befahrenen Staatsstraße am Bretterschachten im Satteltbereich entnommen. Die Straße wird im Winter mit Auftausalzen behandelt, der Bereich neben der Straße dient als Parkplatz für das Langlaufzentrum. In tieferer Lage wurden im Raum Böbrach (< 1000 m üB. NN) die Bodenproben B 15 und B 16 entnommen, die sich unter Mischwald (Buche und Fichte) entwickelt haben. Im Raum Böbrach konnte zudem eine Probe von Gneiszersatz (B 17) in einer Baugrube gewonnen werden. Eine weitere Probe (B 07) wurde am FuÙe des Silberbergs gewonnen, wo möglicherweise Einfluss durch den ehemaligen Erzbergbau (Röstplätze) besteht.

Eine kurze Beschreibung der Probenahmestellen befindet sich im Anhang 4, wobei auf eine detaillierte bodenkundliche Beschreibung wegen der geringen Entnahmetiefe verzichtet wurde. Das Profil B 12 a – c ist eine Waldboden-Dauerbeobachtungsfläche (BDF 27, Bodenmais) der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF) (SCHUBERT 2002, FORSTAMT BODENMAIS 2002).

Am Bodenprofil B 12 a – c wurde im Gelände der pH-Wert (CaCl_2) bestimmt. Im Labor wurden an allen Bodenproben die Kationen-Austauschkapazität bestimmt und Eluationsversuche durchgeführt. An ausgewählten Proben wurden die chemische und mineralische Zusammensetzung der Feinbodenfraktion ermittelt und sequentielle Extraktionen zur Bestimmung der Metall-Bindungsformen durchgeführt (Kap. 4.2) (Auflistung der durchgeführten Untersuchungen für die einzelnen Proben in Anhang 6).

5.2.2 Geochemische und mineralogische Zusammensetzung

Die **geochemische Zusammensetzung** der Böden, die mit Hilfe der Röntgen-Fluoreszenz-Analyse ermittelt wurde (Kap. 4.2), zeigt eine klare Dominanz von SiO_2 (im Mittel 62 %), wie sie für Böden aus magmatischen und metamorphen Gesteinen typisch ist. Als weitere Hauptbestandteile treten Al_2O_3 mit 12 %, Eisen-Oxide (Fe_2O_3) mit 4,5 % und K_2O mit einem Anteil von 2 % auf (Abb. 5-2, verändert nach VORNEHM ET AL. 2003A). Die Oxide von Magnesium, Kalzium und Titan sind jeweils mit 0,8 % repräsentiert, Na_2O mit nur 0,6 %. Die Gehalte an P_2O_5 (0,2 %) und F (0,1 %) sind gering (Werte in Anhang 7).

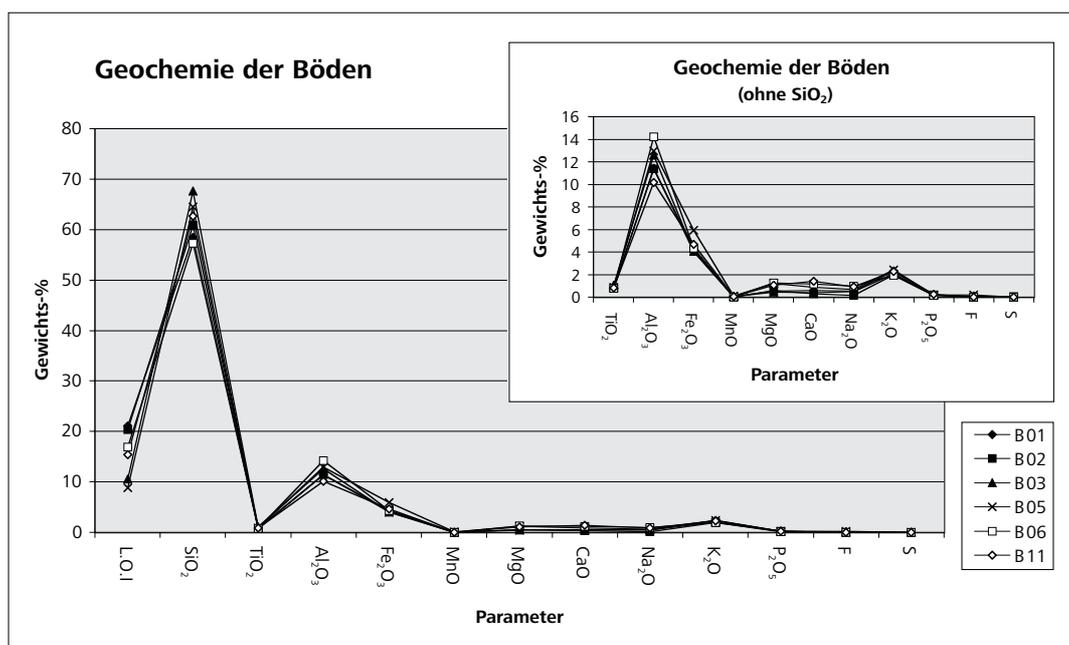


Abb. 5-2: Geochemische Zusammensetzung der Bodenproben

Bei den Nebenbestandteilen (Abb. 5-3) der Böden treten besonders die Schwerminerale Barium (640 ppm), Mangan (MnO 380 ppm) und Zirkon (330 ppm) hervor. In den Böden werden auch Werte radioaktiver Elemente wie Strontium (Sr) und Rubidium (Rb) im Bereich von 100 ppm gemessen. Bei den Metallen werden nur geringe Gehalte (10–60 ppm) an Chrom, Blei, Zink, Nickel und Kupfer (in abnehmender Reihenfolge) beobachtet.

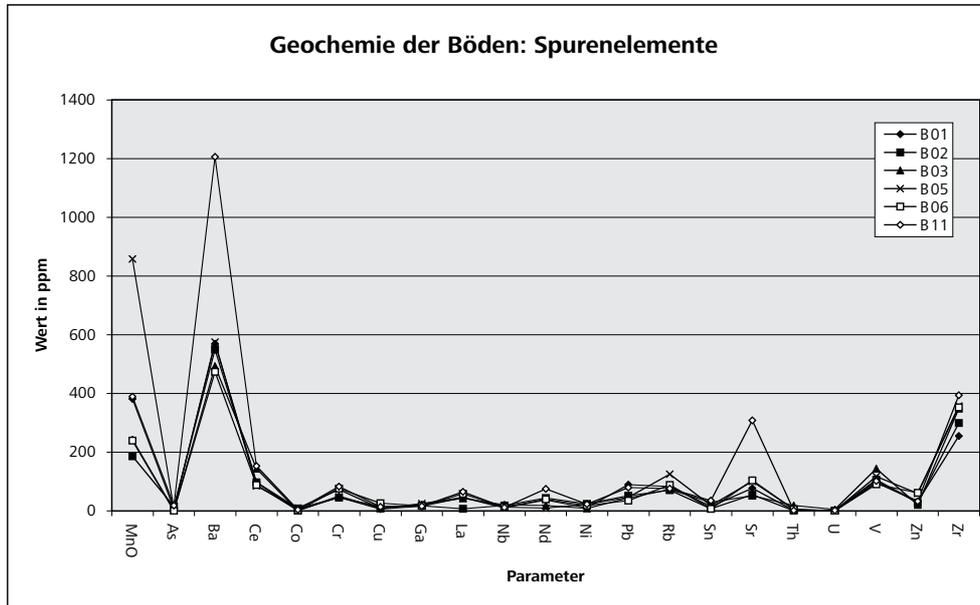


Abb. 5-3: Nebenbestandteile der geochemischen Zusammensetzung

Im Profil (B 12 a–c) wird eine Zunahme von SiO₂ und Al₂O₃ mit der Tiefe festgestellt. Auch bei den Basenkationen wird eine Zunahme unterhalb der verfestigten Solifluktionsschicht, die sich im Profil in ca. 40 cm Tiefe befindet, festgestellt (VORNEHM ET AL. 2003A) (Abb. 5-4). Im oberen Bereich der Böden ist Fe₂O₃ angereichert, während es nach unten hin abnimmt, was auf die Anreicherung des Eisens im Eisen-Humus-Podsol (HOFMANN-SCHIELLE 1988, Kap. 3.4.2) hinweist.

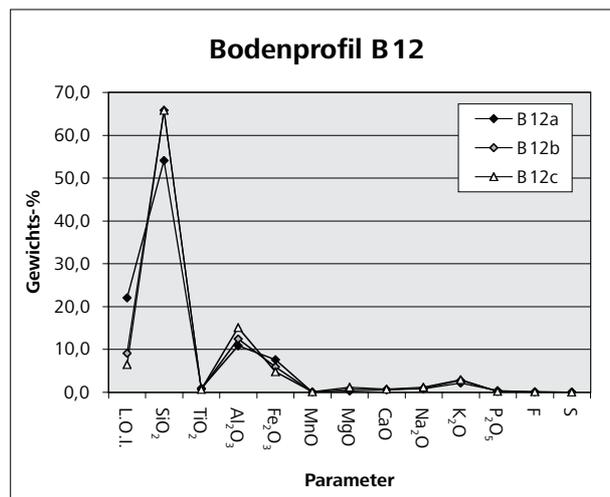


Abb. 5-4:
Baskationen
im Boden-profil B 12

Die **mineralogischen Untersuchungen** mit Hilfe der Röntgen-Diffraktometrie (XRD, Kap. 4.2) spiegeln im Pulverpräparat weitgehend die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine wider (Kap. 3.2.2) (Anhang 8). Neben den überall deutlich hervortretenden Quarzmineralen sind die Feldspäte meist nicht eindeutig zu differenzieren, da sie in Form von Mischkristallen vorliegen. Bei den Kalifeldspäten handelt es sich um Mischkristalle aus K-reichen Orthoklasen und Na-reichen Feldspäten. Bei den Plagioklasen sind die Endglieder der Mischreihe Na-reicher Albit und Ca-reicher Anorthit. Da der Kalifeldspatgehalt in der röntgen-

diffraktometrischen Untersuchung nicht wesentlich in den Vordergrund tritt, ist anzunehmen, dass ein Großteil des Kaliums (K_2O : 2,2 %) nicht aus Kalifeldspäten sondern aus Glimmern und Tonmineralen stammt. Die Glimmer sind als weitere Komponente der primären Silikate der Metamorphite ein Bestandteil jeder Probe (Muskovit, Biotit, Chlorite), wobei Muskovit in fast allen Böden über die anderen Glimmerminerale dominiert. Weiter sind Cordierit und Sillimanit als charakteristische Bestandteile der Ausgangsgesteine auch im Boden vorhanden. Spuren von Sulfiden (Sphalerit ZnS und Galenit PbS) werden beobachtet, gehen aber nicht mit einer expliziten Erzanreicherung einher. Die im Ausgangsgestein reichlich vorhandenen Pyroxene und Amphibole treten in der mineralogischen Untersuchung der Böden nicht auf. Durch ihre geringe Verwitterungsstabilität wurden sie offenbar vollständig umgewandelt.

Die Analyse der Tonminerale im Textur-Präparat ergab eine deutliche Dominanz von Kaolinit in fast allen Böden. Nur im Unterboden, unterhalb des verfestigten Solifluktions-Schutts, tritt kein Kaolinit sondern Illit auf (B 12c, B 21c). Die Tonminerale weisen im allgemeinen keine Quellfähigkeit auf, nur in seltenen Fällen wurde Vermikulit identifiziert. Häufig finden sich Hinweise auf Bodenchlorite. Die äußerst heterogen zusammengesetzten Tonminerale unterscheiden sich häufig nur durch relativ kleine strukturelle Abweichungen. Sie können auch als Wechsellagerungs-Minerale (Mixed-Layer-Tonminerale) ausgebildet sein, die aus einer heterogenen, mehr oder weniger geordneten Schichtfolge von zwei oder mehr Komponenten bestehen. Nach MOORE & REYNOLDS (1997) kann ein Tonmineral in jedes beliebige andere Tonmineral umgewandelt werden, so dass eine Vielzahl von Kombinationen möglich ist. Beispielsweise entsteht bei der Umwandlung von Biotit zu Vermikulit durch den Verlust der K-Schicht des Biotits der sog. »Hydrobiotit«, der in den Böden des Untersuchungsgebietes fast überall angetroffen wird, da die K-Freisetzung im sauren Milieu begünstigt ist. Auch Wechsellagerungen von Chlorit und Smektit (»Corrensit«) kommen vor, die durch den Verlust der Hydroxid-Schichten in den Chloriten gebildet werden. Auch eine Wechsellagerung von Illit und Montmorillonit (Mg-reiche Smektit-Variante) wurde beobachtet (B 05). Viele Bodenproben weisen die Eigenart auf, keine Aufweitung- oder Kontraktionstendenz zu zeigen, aber durch Erhitzen zerstört werden zu können. Dieses Phänomen wurde auch von HOFMANN-SCHIELLE (1988) beobachtet und als Wechsellagerung zwischen Kaolinit und Illit/Chlorit-Schichten interpretiert. Dies widerspricht allerdings dem Begriff der Wechsellagerungs-Minerale, der für die Verbindung eines quellfähigen mit einem nicht quellfähigen Mineral gebraucht wird. MOORE & REYNOLDS (1997) weisen hingegen auf ein häufig in Böden auftretendes Wechsellagerungs-Mineral zwischen Kaolinit und einem expansionsfähigen, Smektit-ähnlichen Tonmineral hin, das offenbar ausschließlich als Verwitterungsprodukt entsteht.

Neben dem häufigen Auftreten von Kaolinit, das als Endglied der Entwicklung der Tonminerale entsteht (Kap. 3.4.1) wird in den Böden in allen Höhenlagen und Profiltiefen Gibbsit angetroffen, der ebenfalls auf eine Verarmung der Böden an Silizium und damit eine weit fortgeschrittene Bodenentwicklung hinweist. In manchen Böden wurden neben Gibbsit und Kaolinit die Titanoxide Rutil und Anatas gefunden. Diese relative Anreicherung von Schwermineralen, die durch eine weit fortgeschrittene Verwitterung hervorgerufen wird, wird sowohl in einem Boden der Höhenlage (B 03) als auch in der Böbracher Mylonitzzone (B 16) und im Gneiszersatz (B 17) beobachtet. Auch die schwer verwitterbaren Eisenminerale sind ein Zeichen der intensiven Verwitterung der Böden und geben zudem Hinweise auf die klimatischen Verhältnisse und Rahmenbedingungen bei der Bodenentwicklung. Goethit, der in allen Klimaten stabil ist, tritt als weiteres Anzeichen des Endstadiums der Bodenentwicklung dort auf, wo auch Titan-Oxide angetroffen werden. Hämatit wurde nur im Gneiszersatz (B 17) identifiziert und kann ein Hinweis auf die Entstehung des Zersatzes unter tropischen Klimabedingungen im Tertiär sein. Lepidokrokit, der bei Staunässe unter Luftabschluss gebildet wird, wurde in einer Bodenprobe des Hochlagen-Plateaus (B 03) sowie in der Mylonitzzone (B 16) gefunden. Auf dem Hochlagen-Plateau entsteht die Staunässe vermutlich durch die wasserhemmende, verfestigte Basisfolge und die geringe Neigung des Geländes, in der Mylonitzzone durch einen höheren Tongehalt. Das vergleichsweise seltene Auftreten von Eisen-Oxiden in der mineralogischen Untersuchung lässt darauf schließen, dass der große Anteil von Fe_2O_3 in der chemischen Untersuchung (4,5 %) nicht auf Eisenoxid-Minerale zurückzuführen ist, sondern auf Eisenanteile in primären und sekundären Silikaten.

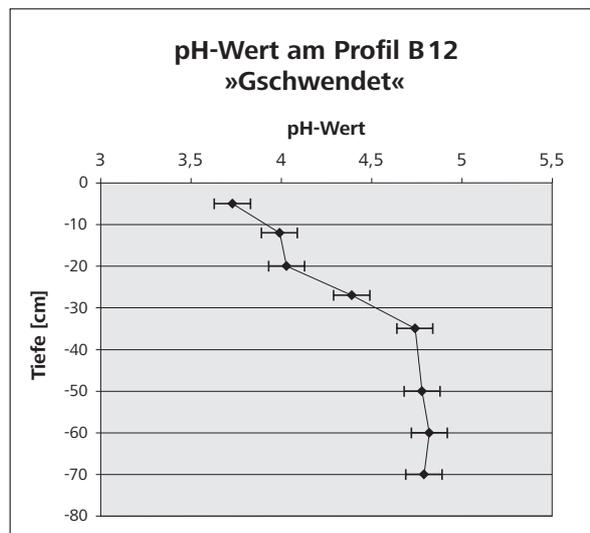
5.2.3 Bodeneigenschaften

Bodenacidität ist im humiden Klimabereich eine natürliche Bodeneigenschaft, da die Reaktionsprodukte des Neutralisierungsvorgangs nach dem Eintrag von Protonen durch atmosphärischen Niederschlag aus dem Boden ausgewaschen werden. Besonders im Nordostbayerischen Kristallingebiet wird durch das carbonatfreie, silikatische Ausgangsmaterial die Kapazität der Böden, Säuren abzapuffern, mit der Zeit verbraucht, wenn kontinuierlich Protonen zugeführt werden. Der **pH-Wert** der Böden ist eine leicht zu messende und wichtige Größe, denn er beeinflusst viele Boden-Eigenschaften. Nach SCHACHTSCHABEL ET AL. (1998) kann aufgrund der Bodenacidität folgende Einteilung vorgenommen werden:

pH	7,0	neutrale Böden
	6,0 – 6,9	schwach saure Böden
	5,0 – 5,9	mäßig saure Böden
	4,0 – 4,9	stark saure Böden
	3,0 – 3,9	sehr stark saure Böden
	< 3,0	extrem saure Böden.

Die im Gelände am Profil B 12 a–c (ca. 1250 m ü. NN) gemessenen pH-Werte (pH CaCl₂, Kap. 4.2) sind in Abb. 5-5 dargestellt. Der Vertrauensbereich für die elektrometrische pH-Wert-Messung beträgt ±0,1 pH-Einheiten. In der Humusaufgabe (A_h-Horizont) und im dunkelbraunen A_{he}-Horizont (12 cm Tiefe) werden noch sehr stark saure pH-Werte zwischen 3,7 und 4,0 gemessen. Im rotbraunen B_{hs}-Horizont (27 cm Tiefe) steigt der pH-Wert bereits auf 4,4 pH-Einheiten an. In 30–40 cm Tiefe wird eine Schicht mit parallel eingeregelteten Steinen angetroffen, die mit Sand stark verfestigt ist. Hierbei dürfte es sich um den in Kap. 3.4.2 und Kap. 3.4.3 beschriebenen periglazialen Solifluktionsschutt handeln. Unterhalb dieser Schicht, im ockerfarbenen B_v-Horizont, steigt der pH-Wert fast sprunghaft auf 4,7 an und bleibt nahezu konstant bis zur Endtiefe des Profils bei 70 cm (pH 4,8).

Abb. 5-5:
Vertikale Änderung
des pH-Wertes im
Bodenprofil B 12



Während SCHUBERT (2002) am selben Profil Anfang der 90er Jahre im Unterboden dieselben pH-Werte ermittelt, beobachtet er in der Humusaufgabe in 10 cm Tiefe einen niedrigeren pH-Wert von 3,3. Auch am Standort »Luchsplatzl«, der sich südlich des Kleinen Arbers im Untersuchungsgebiet in 1170 m ü. NN befindet, wurden 1983 in der Humusaufgabe niedrigere pH-Werte gemessen (2,7–3,4), die bis in 30 cm Tiefe nur auf pH 4,0 ansteigen (ZOLLNERT 1995). Möglicherweise zeigt sich hier bereits die Auswirkung des rückläufigen Säureeintrags mit der atmosphärischen Deposition, der im letzten Jahrzehnt in weiten Teilen Europas beobachtet wurde (Kap. 5.1.3). Jedoch liegen keine Jahresreihen der Daten vor, so dass auch saisonale Einflüsse nicht auszuschließen sind. Nach GULDER & KÖLBEL (1993) liegen die pH-Werte im Bayerischen Wald im Unterboden höher als in vergleichbaren Gebieten im Fichtelgebirge oder dem Oberpfälzer Wald, was möglicherweise auf den Einfluss der Basisfolge oder aber auf geringeren Eintrag von Protonen mit dem Niederschlag unter anderen meteorologischen Bedingungen zurückzuführen ist.

Der pH-Wert eines Bodens kann allerdings nur eine begrenzte Aussage über den Zustand des Bodens hinsichtlich des Versauerungsgrades liefern, da der pH-Wert durch ein komplexes Zusammenspiel von Faktoren zustande kommt. Bei gleichem pH-Wert können Belegung von Austauschplätzen und Mobilisierung von Metallen stark variieren (REHFUESS 1990). Eine besondere Bedeutung für den Versauerungsgrad und den Zustand der Böden hinsichtlich des Nährstoffgehaltes für die Pflanzenernährung kommt daher der **Kationen-Austauschkapazität (KAK)** zu. Die Kationenvorräte der Böden sind durch elektrostatische Wechselwirkungen an negativ geladene Bodenbestandteile (v. a. an Huminstoffe und Tonminerale) gebunden. Beim Austausch werden sie durch eine äquivalente Menge anderer positiv geladener Ionen ersetzt und treten dabei selbst in die Bodenlösung über. Die Summe der austauschbaren Kationen bei einem normierten pH-Wert (im neutralen Bereich) ist die potentielle Kationen-Austauschkapazität (KAK_{pot} , DIN 1997b), während die bei Boden-pH bestimmte KAK als effektive KAK_{eff} bezeichnet wird. In sauren Böden ist die KAK_{eff} kleiner als die KAK_{pot} , da die Kationensorption mit sinkendem pH-Wert zurückgeht (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998).

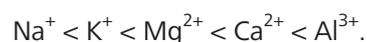
Bei den austauschbaren Kationen sind die Gehalte an Na^+ , K^+ , Ca^{2+} und Mg^{2+} ein Maß für die Basizität des Bodens. Sie werden deshalb auch als Basenkationen bezeichnet. Ihr Anteil an der KAK ist die Basensättigung (BS), die in Prozent angegeben wird. Sie gibt einen Hinweis darauf, wie groß die Pufferkapazität des Bodens gegenüber Versauerungsschüben ist, wie hoch die Filterwirkung für Schadstoffe und wie reich das pflanzenverfügbare Nährstoffangebot ist (GULDER & KÖLBEL 1993). Die Kationen Aluminium, Eisen und Mangan reagieren dagegen durch Hydrolyse im Boden sauer, weshalb sie als Säure-Kationen bezeichnet werden und als Maß für die Versauerung eines Bodens gelten.

Die Abhängigkeit der KAK von den physikalischen und chemischen Eigenschaften der Böden ist komplex. Die Kationen sind in sauren Böden vor allem an organische Substanz gebunden. Nach ZOLLNERT (1995) besteht auch eine Abhängigkeit vom Gehalt an Tonmineralen, jedoch streuen die Werte stark wegen verschiedenen zusätzlichen Einflussfaktoren. Wegen der Austauschereigenschaften der besonders in der Feinschluff-Fraktion vorkommenden Oxide ist auch der Schluffanteil von Bedeutung. Nach ZOLLNERT (1995) steigt die Fähigkeit der einzelnen Komponenten, Austauschungen abzugeben, in der folgenden Reihenfolge:

Oxide < Schluffanteil < Tonanteil < Humusstoffe.

Die Adsorptionsfähigkeit hängt stark von der spezifischen Oberfläche der Minerale ab. So können bei den Tonmineralen die 3-Schicht-Minerale Smektit und Vermikulit wegen der aufweitbaren Zwischenschichten mehr Kationen adsorbieren als die 2-Schicht-Minerale Illit und Kaolinit. Bei den Oxiden ist die Sorptionsfähigkeit von Ferrihydrit gegenüber Goethit und Hämatit größer, da der schlecht kristalline Ferrihydrit kleinere Kristalle bildet und somit eine größere spezifische Oberfläche für die Adsorption zur Verfügung steht. Bei stark sauren pH-Werten (<4) bilden Oxide allerdings meist positive Ladungen an ihren Oberflächen und fungieren somit meist als Anionen- und nicht als Kationenadsorbenten (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998). Die Adsorption von Kationen an Huminstoffen erfolgt meist an den Carboxyl-Gruppen der Fulvosäuren.

In stark sauren Braunerden wird bevorzugt Al^{3+} an die Austauscher adsorbiert, obwohl geringe Mengen in der Bodenlösung vorhanden sind. Es verdrängt dabei die Basenkationen Ca^{2+} und vor allem Mg^{2+} , wodurch Mangelerscheinungen bei der Pflanzenernährung bis hin zum Absterben der Waldvegetation entstehen können (HOFMANN-SCHIELLE 1988, REHFUESS 1990). In stark verdünnter Lösung, wie z. B. im Niederschlagswasser, das in den Boden versickert, werden mehrwertige Kationen und solche mit kleinerem Radius stärker an die Austauscher gebunden. Die Bindung der Kationen an die Austauscher steigt deshalb generell in der folgenden Reihenfolge an:



Sind an den Austauschern die Kationen Na^+ , K^+ , Mg^{2+} und Ca^{2+} bereits verdrängt und hauptsächlich durch H^+ und Al^{3+} besetzt, so ist dies ein Zeichen von bereits erfolgter starker Auswaschung und Versauerung der Böden. An Huminstoffen und Oxiden werden auch Schwermetalle gebunden. Diese gehen meist erst bei steigendem pH-Wert in Lösung. Aber auch im schwach sauren pH-Bereich können Pb, Cu, Zn, Co und Ni als gelöste Ionen in die Bodenlösung übertreten (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998).

In den untersuchten Böden wurde die potentielle Kationen-Austauschkapazität als Summe der austauschbaren Kationen bestimmt (KAK_{ges}) sowie die Gehalte der austauschbaren Kationen Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn und Cu ermittelt (Kap. 4.2). Die Werte der KAK_{ges} sind entsprechend des hohen Gehaltes an nicht aufweitbaren Tonmineralen (Kap. 5.2.2) in allen Böden niedrig und bewegen sich im Mineralboden zwischen 7,3 und 8,4 cmol+/kg (Abb. 5-6; Werte in Anhang 9). Ein besonders niedriger Wert von 4,4 cmol+/kg wird im Gneiszersatz beobachtet, was auf den geringen Gehalt von Tonmineralen in diesem sandigen Material und das Fehlen von Humusstoffen zurückgeführt werden kann. Besonders hohe Werte treten hingegen in den Humusproben auf (13,8–14,4 cmol+/kg), was die bedeutende Rolle der Huminstoffe bei der Kationen-Adsorption belegt. Im Profil (B 12 a–c) wird ein leichter Anstieg der KAK im Unterboden von 7,4 auf 8,4 cmol+/kg beobachtet.

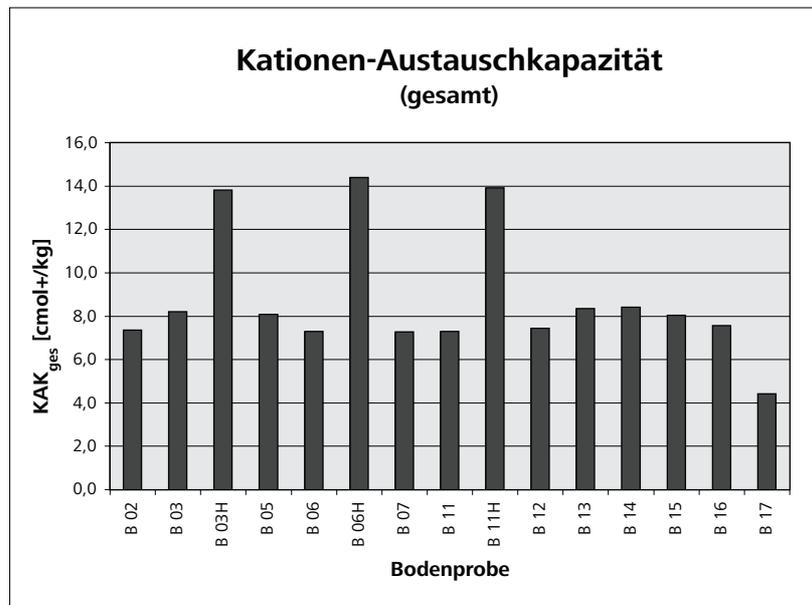


Abb. 5-6: Kationen-Austauschkapazität (KAK_{ges})

Betrachtet man die **einzelnen austauschbaren Kationen**, so entfällt ein großer Teil der KAK auf Kalzium und Magnesium (Abb. 5-7). Die Werte für Kalzium erreichen 0,1 bis 1 cmol+/kg, die für Magnesium nur 0,1–0,3 cmol+/kg. Besonders hohe absolute Werte werden im Humus beobachtet: 1,0–3,4 cmol+/kg bei Kalzium und 0,5–0,9 cmol+/kg. Die etwas erhöhten Werte in der Höhenlage im Osten des Untersuchungsgebietes (B 02, B 03) sind möglicherweise auf den Eintrag von dolomitischen Material durch Waldkalkung zurückzuführen (B 03 H). Hohe Werte an Erdalkalien werden auch im Gneiszersatz beobachtet (Ca^{2+} : 1,77 cmol+/kg; Mg^{2+} : 0,31 cmol+/kg). Die austauschbaren Alkali-Ionen sind in den Böden dagegen gering und weisen wenig Unterschiede in der Verteilung auf. Dabei liegt der Wert von Kalium meist über dem von Natrium (Na^+ : < 0,1 cmol+/kg; K^+ : bis 0,2 cmol+/kg). Auch hier werden höhere Werte im Humus beobachtet (Na^+ : bis 0,14 cmol+/kg; K^+ : bis 0,9 cmol+/kg).

Die **Basensättigung (BS)** der Böden ist entsprechend der geringen Werte der austauschbaren Anteile von Na^+ , K^+ , Ca^{2+} und Mg^{2+} niedrig und erreicht 4,5–16,4 % der KAK_{ges} im oberen Mineralboden. Im Humus sind die Werte mit 18–38 % dagegen höher, was auf das höhere Angebot an Austauscherplätzen an den Huminstoffen hinweist. Die Werte sind vergleichbar mit den von HOFMANN-SCHIELLE (1988) über Gneisen beobachteten Werten von 7–30 % und den von GULDER & KÖLBEL (1993) in Böden des Bayerischen Waldes ermittelten Werten von 5–15% (oberer Mineralboden). Im Profil B 12 a–c sinkt die BS von 7,8 % im A_{he} -Horizont über 5,6 % im B_{hs} -Horizont auf 3,05 % im B_v -Horizont unterhalb des Solifluktuations-Schutts. Die Basenkationen an den Austauschern werden dort, trotz des höheren Gesamtgehaltes an Basenkationen in der chemischen Zusammensetzung, zunehmend durch Aluminium ersetzt. Im Gneiszersatz beträgt die Basensättigung (entsprechend den hohen Werten an austauschbarem Kalzium) 54,8 % an der KAK_{ges} .

Austauschbares **Aluminium** nimmt einen bedeutenden Anteil an der Belegung der Austauscherplätze ein (Abb. 5-7). Im Mineralboden schwanken die Werte von 0,1–0,7 cmol+/kg. Im Humus sind die Werte in

2 von 3 Proben erhöht (Maximalwert 1,4 cmol+/kg) (Anhang 9). Im Unterboden (Profil B 12 a–c) wird ein starker Anstieg des Aluminiums an den Austauschern beobachtet. Die Al-Sättigung im Unterboden beträgt maximal 70 % der untersuchten Kationen. Höhere Aluminium-Sättigung wird auch im Umfeld der Sulfid-erzlagertstätte am Silberberg (B 07) beobachtet. Ähnliche Werte werden im Raum Böbrach in der Mylonitzone gemessen (B 15).

Beim **Eisen** sind die Werte meist geringer als beim Aluminium (meist <0,5 cmol+/kg). Ein stark erhöhter Wert wird im Humus der Probe B 11 H gemessen (2,5 cmol+/kg), der mit einem höheren Eisengehalt an den Austauschern des Mineralbodens einhergeht. Eine Dominanz von Eisen an den Austauschern wird auch in der Böbracher Mylonitzone beobachtet (B 16). Im Profil B 12 sind die Werte im Anreicherungshorizont (B_{hs}) etwas erhöht, unterhalb des Solifluktons-Schutts hingegen etwas geringer. Für **Mangan** und **Kupfer** wurden nur unbedeutende Werte (<0,01 cmol+/kg) ermittelt, wobei aber auch hier im Humus die Werte leicht erhöht sind (Maximum Mn bis 0,03 cmol+/kg).

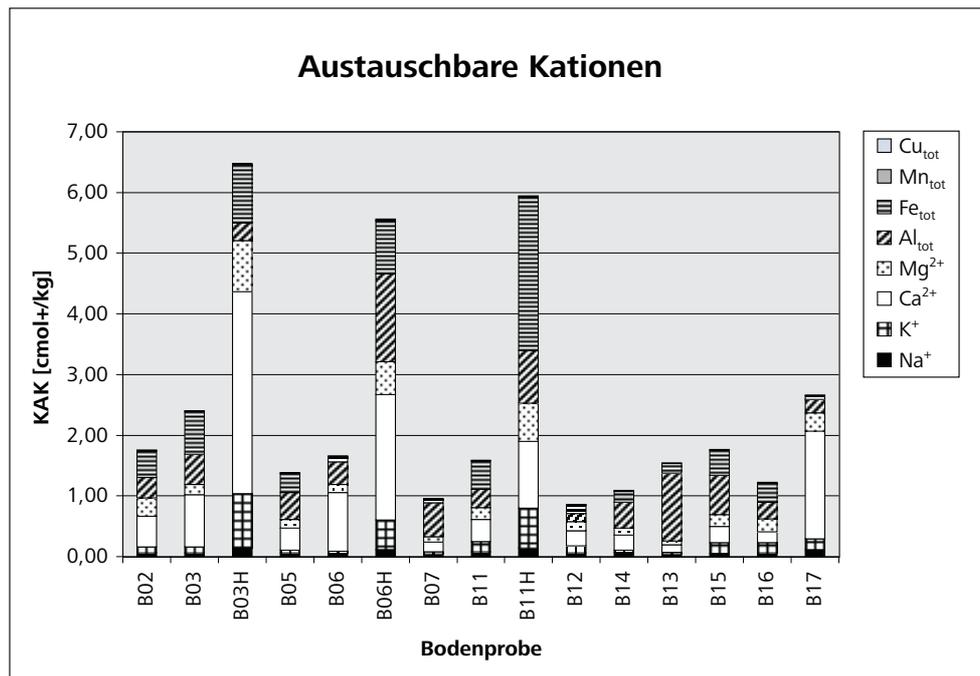


Abb. 5-7: Austauschbare Kationen

Auffällig ist die bei allen Proben hohe Differenz zwischen der ermittelten KAK_{ges} und den Gehalten an austauschbaren Kationen (Anhang 9). Mit Ausnahme der Probe aus Gneiszersatz liegt der Betrag der fehlenden Kationen bei über 50 % der KAK_{ges} .

5.2.4 Eluationsverhalten (Batchversuche)

An den Proben im Mineralboden wurden Eluationsversuche nach DIN (1984) durchgeführt, um einen Aufschluss darüber zu erhalten, welche Ionen bevorzugt aus dem Bodenkörper in Lösung gehen und somit in das Grundwasser ausgewaschen werden können. In den Humusproben wurde bei der Lagerung durch den Abbau organischer Substanz Nitrat reduziert. Da dies beim Mineralboden nicht der Fall war, wurden diese Proben hauptsächlich für die geochemische Interpretation herangezogen.

Entsprechend den im Gelände bestimmten sauren pH-Werten der Böden (Kap. 5.2.3) wurden auch im Eluat pH-Werte im sauren Bereich gemessen (VORNEHM ET AL. 2003A). Ihre Verteilung ist sehr unterschiedlich und nimmt Werte von 2,9 bis 4,5 an (Anhang 10). Der tiefste pH-Wert von 2,9 wurde in der Probe B 11 gemessen, die sich in der Hochlage nahe eines Quellgebietes befindet. Im Humus konnten keine auffallend niedrigeren pH-Werte gemessen werden. Die vergleichsweise hohen pH-Werte in den Hochlagen sind mög-

cherweise auf den Einfluss der Waldkalkung zurückzuführen, die im Jahr 1999 in den Hochlagen durchgeführt wurde. Wasserschutzgebiete und Quellgebiete wurden dabei ausgespart, so dass die Werte nur bei den Proben B 01, B 03 und B 05 erhöht sind. ÇAKIR (2003) hat in einem Hochlagenboden am Kleinen Arber einen pH-Wert im Humus von 4,8 festgestellt. Auch dieser Wert ist möglicherweise auf die Waldkalkung zurückzuführen. In anderen Proben wurden pH-Werte von 3,7 bis 3,9 gemessen, die eher dem zu erwartenden Wert für Humusproben entsprechen. Die Werte im Mineralboden entsprechen in etwa den im Gelände gemessenen pH-Werten um 4,0 (Kap. 5.2.3) und steigen im Unterboden bis auf 5,0 an. In der Mylonitzone liegen sie bei 4,2 und 4,5 im oberen Bereich des Mineralbodens. Der höchste Wert von 6,2 wurde im Gneiszersatz beobachtet.

Bei den im Eluat gemessenen Werten der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (Anhang 10) können zwei Gruppen unterschieden werden: Werte $> 60 \mu\text{S}/\text{cm}$, die häufig im Humus auftreten und mit einem sehr hohen Nitratwert einhergehen ($> 100 \text{ mg}/\text{kg}$) und Werte $< 50 \mu\text{S}/\text{cm}$ mit ausgeglichenerer Verteilung der Inhaltsstoffe. ÇAKIR (2003) hat im Humus Werte bis über $200 \mu\text{S}/\text{cm}$ beobachtet, die ebenfalls mit einem hohen Nitratwert korrelieren ($300\text{--}400 \text{ mg}/\text{kg}$). Im Unterboden und in der Mylonitzone liegen die Werte mit $< 20 \mu\text{S}/\text{cm}$ besonders niedrig und weisen darauf hin, dass aus diesem Bodenbereich vergleichsweise wenig Ionen eluiert wurden.

Die hohen Nitratwerte werden vor allem in den Böden der Hochlagen beobachtet (B 02, B 03, B 06, B 11, B 12 a, Anhang 10). Allerdings werden in der Höhenlage auch niedrigere Werte gemessen (B 01, B 05: um $30 \text{ mg}/\text{kg}$). Nitrat ist jedoch in all diesen Proben das dominierende Anion und übersteigt den Sulfatwert. Wegen der großen Streuung der absoluten Werte sind in Abb. 5-8 die Ionenverhältnisse dargestellt (VORNEHM ET AL. 2003A). Die Nitratwerte liegen demnach in den oben genannten Böden bei über 60 %. Im Unterboden (B 12 b und c) tritt das Sulfat stärker hervor und steigt bis 80 % an. Auch in der Böbracher Mylonitzone (B 15 und B 16) wird im prozentualen Verhältnis eine Sulfat-Dominanz beobachtet, wobei die Absolutwerte nicht deutlich über anderen Werten im Arbergebiet liegen (B 16: $24,7 \text{ mg}/\text{kg}$, B 02: $25,4 \text{ mg}/\text{kg}$). In der Probe B 07 zeigt sich im erhöhten Sulfatwert der Einfluss der Sulfidz Lagerstätte am Silberberg, wo das Sulfat durch die Oxidation der Sulfide freigesetzt wird. In den Humusproben ist das Nitrat während der Lagerungszeit (die Proben wurden erst im Rahmen der Arbeit von ÇAKIR (2003) untersucht) zu Ammonium reduziert worden (B 03 H: $174,9 \text{ mg}/\text{kg}$; B 06 H: $161,9 \text{ mg}/\text{kg}$; B 11 H: $206,4 \text{ mg}/\text{kg}$). Auch im Humus kann von einem Vorherrschen von Nitrat, verbunden mit einem erhöhten Sulfatwert, ausgegangen werden.

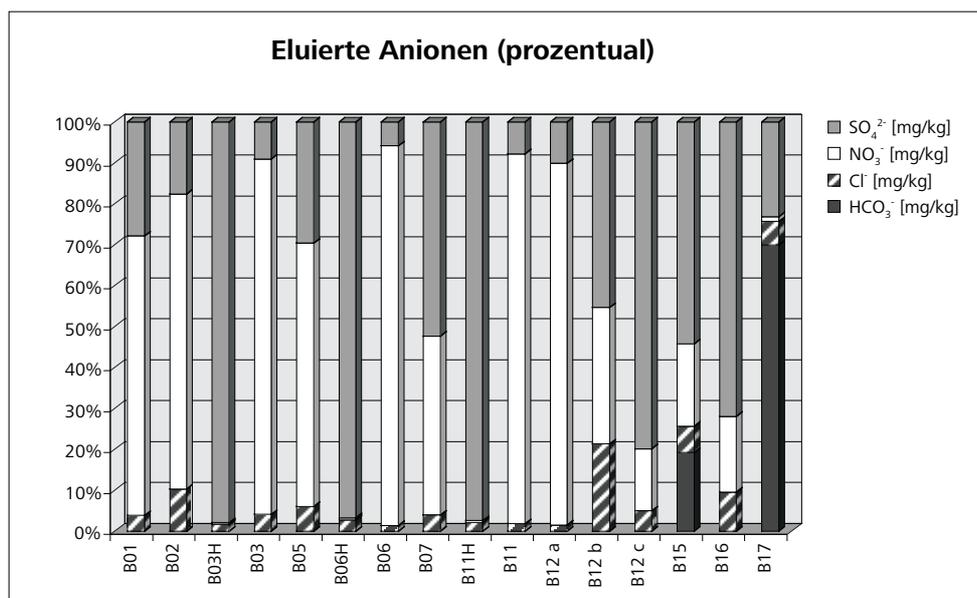


Abb. 5-8: Eluierte Anionen

Im Gneiszersatz liegt der Nitratgehalt unterhalb der Nachweisgrenze ($< 0,9$ mg/kg) und Hydrogencarbonat ist das dominierende Anion, das mit 57 mg/kg eluiert wird. In den anderen Böden wird Hydrogencarbonat entsprechend den niedrigen pH-Werten nicht beobachtet. Entsprechend der Nachweisgrenze des Hydrogencarbonats in der Wasseranalytik (Kap. 4.1) liegt auch hier die Nachweisgrenze für diese Verbindung sehr hoch (6 mg/kg), so dass nur im Boden B 15 (Mylonitzzone) ein bestimmbarer Wert von 12 mg/kg ermittelt werden konnte.

Die Gehalte an eluiertem Chlorid sind in allen Böden niedrig (≤ 6 mg/kg). Nur im Unterboden werden leicht erhöhte Chloridwerte gemessen (10 mg/kg), deren Herkunft unklar ist. Ebenso wurde entlang der stark befahrenen und im Winter mit Auftausalzen behandelten Staatsstraße am Bretterschachten zwar in der oberhalb der Straße liegenden Probe (B 02) ein leicht erhöhter Chloridwert gemessen (15 mg/kg), der in der unterhalb liegenden Probe (B 01) nicht bestätigt werden konnte. Die Proben wurden im August entnommen, so dass der Einfluss der Straßensalzung nicht hervortritt und wegen der hohen Mobilität des Chlorids Vorräte im Oberboden (Entnahmetiefe bis 20 cm) möglicherweise bereits ausgewaschen wurden. Auch LAUTENSCHLAGER (2002) beobachtet in der Langdorfer Senke (Raum Regen) in unmittelbarer Nähe der Staatsstraße nur einen leicht erhöhten Chloridwert von 14 mg/kg. Eine gleichzeitige Erhöhung von Natrium und Magnesium, wie sie dort beobachtet wurde, konnte in der Bodenprobe am Bretterschachten allerdings nicht festgestellt werden.

Die Variation der eluierten Kationen ist sehr groß. Die Böden eluieren meist bevorzugt Erdalkalimetallionen (Abb. 5-9). Im unteren Mineralboden von B 12 (b) wird ein höherer Natriumwert beobachtet. In der Mylonitzzone wird ebenfalls eine Dominanz von Natrium und Kalium beobachtet. Das Eluitionsverhalten hinsichtlich der Säure-Kationen Aluminium und Eisen ist ebenfalls sehr unterschiedlich. Die höchsten Werte an Aluminium (6–8 mg/kg) werden im Mineralboden beobachtet, die Werte in den Humusproben liegen darunter und weisen eine breitere Streuung auf (0,3–6 mg/kg). Die Gehalte an eluierbarem Eisen sind niedriger und liegen zwischen 0,1 und 1 mg/kg. Im Humus liegen sie etwas höher, wobei ein Maximalwert von 8,3 mg/kg beobachtet wurde. In der Mylonitzzone wurde in der Probe B 16 ein erhöhter Wert von 12,7 mg/kg gemessen, der mit dem Vorkommen der Eisen-Oxide Lepidokrokit und Goethit (Kap. 5.2.2) einhergeht. Auch im Gneiszersatz steht der hohe Wert von 27,5 mg/kg Eisen mit dem Vorkommen von Hämatit in Zusammenhang.

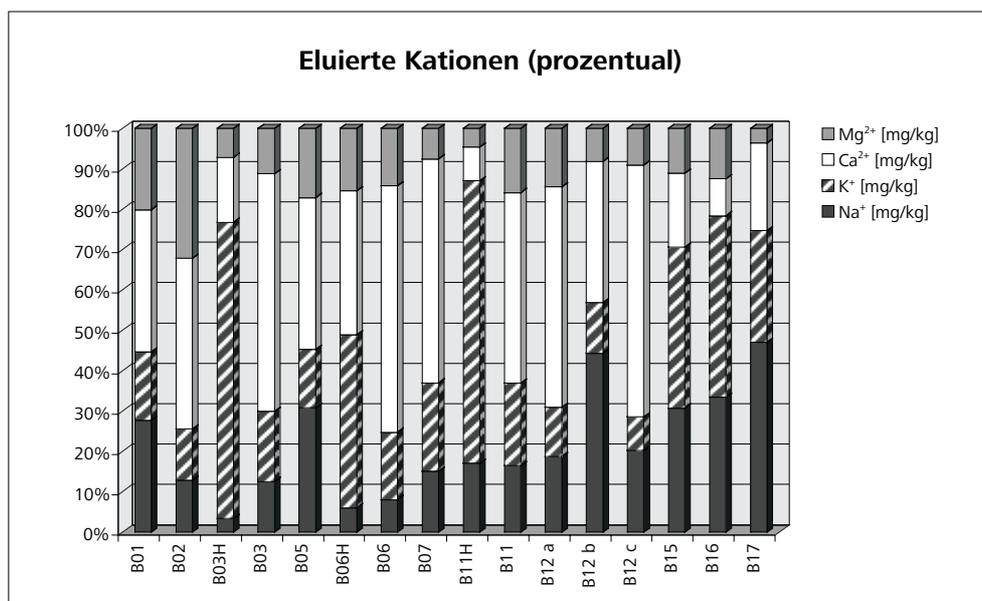


Abb. 5-9: Eluierte Kationen

Bei einer Stichproben-Messung von Spurenmetallen in der Probe B 11 wurden geringe Gehalte an Mangan (0,5 mg/kg) und Zink (0,4 mg/kg) sowie Spuren von Cadmium, Kupfer und Blei im Bereich von wenigen µg/kg gemessen.

5.2.5 Metall-Bindungsformen (sequentielle Extraktionen)

Das verwendete Verfahren nach ZEIEN & BRÜMMER (1989) bzw. ZEIEN (1995) wurde für oxidierte, gering carbonathaltige bis carbonatfreie Böden entwickelt und optimiert, wodurch es für die Böden des Untersuchungsgebietes besonders gut geeignet ist. Mit steigender Extraktionsfolge nehmen Acidität, Redoxwirkung und/oder die Komplexbildungsstärke der Extraktionslösungen zu. Dabei werden mit steigendem chemischen Angriff stärker gebundene Schwermetall-Fractionen erfasst und differenziert (Kap. 4.2) (Tab. 5-2).

Tab. 5-2: Verfahren und Bindungsformen nach ZEIEN & BRÜMMER (1989)

Bez.	Fraktion	Bindungsform
E 1	MOBILE FRAKTION	Wasserlösliche und austauschbare (= unspezifisch adsorbierte) Schwermetall-Anteile sowie leicht lösliche metall-organische Komplexe
E 2	LEICHT NACHLIEFERBARE FRAKTION	Spezifisch adsorbierte, oberflächennah fixierte und an CaCO ₃ gebundene Formen sowie metall-organische Komplexe geringer Bindungsstärke
E 3	IN MN-OXIDEN OKKLUDIERTER FRAKTION	In Mn-Oxiden okkludiert (sowie restlich spezifisch adsorbierte und geringe Anteile organisch gebundener Metalle)
E 4	ORGANISCH GEBUNDENE FRAKTION	Organisch gebunden
E 5	IN SCHLECHT KRISTALLINEN FE-OXIDEN OKKLUDIERTER FRAKTION	In schlecht kristallinen Fe-Oxiden okkludiert
E 6	IN GUT KRISTALLINEN FE-OXIDEN OKKLUDIERTER FRAKTION	In kristallinen Fe-Oxiden okkludiert

Die **mobile Fraktion (E1)** gibt den Gehalt an mobilen, wasserlöslichen und damit verlagerbaren SM an, der für die Pflanzen verfügbar ist. Die **leicht nachlieferbare Fraktion (E2)** wird bei Milieuveränderungen wirksam, wie sie z. B. durch Versauerungsschübe verursacht werden können. Sie gibt Aufschluss über die in kurzer Zeit mobilisierbaren Schwermetall-Anteile. In beiden Fraktionen handelt es sich vor allem um adsorbierte SM, die durch Lösungs-, Adsorptions- und Desorptionsprozesse freigesetzt werden. Der pH-Wert bestimmt dabei weitgehend das Mobilisierungs- und Immobilisierungs-Verhalten. Allgemein geht die Bindungsstärke mit abnehmendem pH-Wert des Bodens zurück. Nach ZEIEN (1995) hat die organische Substanz bei stark sauren pH-Werten zwischen 4 und 5 das weitaus größte Adsorptions-Vermögen. Bei sehr stark sauren pH-Werten (pH 3 bis 4), wie sie in der Humusaufgabe und im Oberboden beobachtet werden, herrschen unspezifische Adsorptionsverhältnisse mit geringer Bindungsstärke vor.

Die Fraktion der **in Mn-Oxide okkludierten SM (E3)** wird ebenfalls durch Milieuveränderungen wie Säureangriff oder Reduktionsprozesse freigesetzt. Die Stabilität der Mn-Oxide ist in stärkerem Maße als die der Fe-Oxide von Redoxveränderungen und damit von einer Änderung des pH-Wertes abhängig. So werden durch Versauerung, Vernässung oder durch die Anwesenheit organischer Komplexbildner die in Mn-Oxiden okkludierten SM leichter mobilisiert.

Die Fraktion der **organisch gebundenen SM (E4)** wird bestimmt durch polyfunktionelle Liganden der organischen Substanz, die in beträchtlichem Maße komplexierungsfähig sind und damit entscheidend zur Immobilisierung bzw. Mobilisierung der SM beitragen können. Deshalb ist eine erhöhte SM-Mobilität in dieser Fraktion besonders im Oberboden und in der Humusaufgabe zu erwarten. Auch diese SM-Gehalte sind durch Milieuveränderungen sowie durch mikrobiellen Abbau mobilisierbar.

Die an **schlecht kristalline (E5) und kristalline (E6) Fe-Oxide** gebundenen SM können erst nach länger andauerndem, stark aggressivem Lösungsangriff durch Säuren, Reduktoren oder Chelatoren in die mobile Form überführt werden. Die in dieser Fraktion gebundenen SM weisen somit die geringste Mobilität auf.

Mit den Extraktionen E1 und E2 wird vor allem die Mobilität der Metalle ermittelt. Sie sind im Hinblick auf die Freisetzung von ökotoxischen Metallen für die Pflanzenernährung von Bedeutung. Generell werden mit

den Fraktionen E1 bis E4 die mobilen und potentiell mobilisierbaren Anteile der Metalle im Boden bestimmt, während die Fraktionen E5 und E6 auf eine starke Immobilität der Metalle verweisen. Mit den Fraktionen E3 bis E6 kann zudem die Bindungsform der Metalle an andere Bodenbestandteile aufgeschlüsselt werden. Auch eine Differenzierung nach den verschiedenen Bodenkomponenten, die die SM-Bindung bewirken, wird mit diesen Fraktionen ermöglicht.

An zwei Böden der höheren Lagen (B06, B11 und deren Humusauflagen), an einem Boden der Böbracher Mylonitzone (B15) sowie am Gneiszersatz (B17) wurden sequentielle Extraktionen zur Bestimmung der Bindungsformen von Schwermetallen (SM) durchgeführt (Kap. 4.2; Anhang 9, Werte in Anhang 11).

Die aus den Bodenproben extrahierten absoluten Gehalte an **Aluminium** (Abb. 5-10 a) liegen mit 2 000 bis 14.000 mg/kg im Vergleich zu anderen Elementen sehr hoch. Dabei ist das Aluminium vor allem an schlecht und gut kristalline Fe-Oxide gebunden (zusammen 60–80 %) (Abb. 5-10 b). Im Humus und im humosen Oberboden sind auch organische Bindungen von Bedeutung. Die mobile, wasserlösliche Fraktion ist mit nur 10–15 % vertreten.

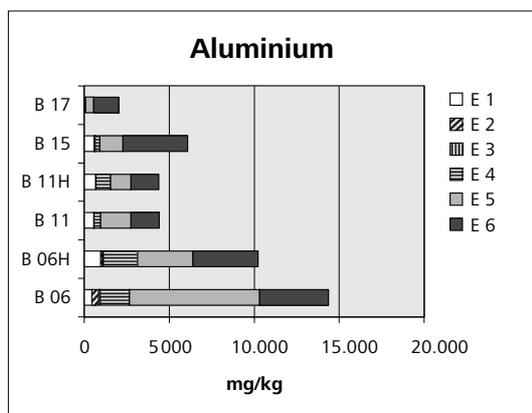


Abb. 5-10 a: Extrahierbares Aluminium

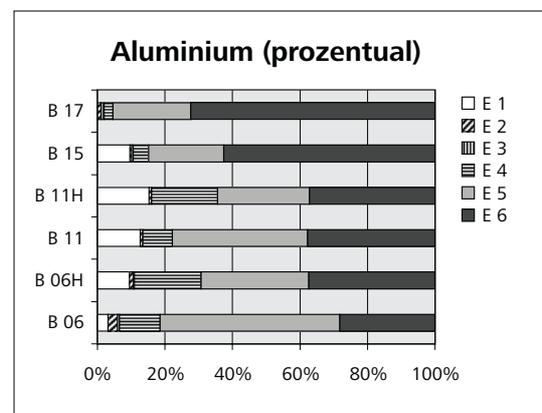


Abb. 5-10 b: Extrahierbares Aluminium (prozentual)

Auch die absoluten Gehalte an extrahiertem **Eisen** sind mit 15 000 bis 25 000 mg/kg hoch (Abb. 5-11 a) und vorwiegend in Fe-Oxide okkludiert (Fraktionen E5 und E6 zusammen 70 bis > 90 %) (Abb. 5-11 b). Auch hier sind organische Bindungen im Humus von Bedeutung (bis 35 %). Die mobilen und durch Milieueränderungen leicht nachlieferbaren Fraktionen (E1, E2 und E3) sind mit < 5 % gering. Im Gneiszersatz ist der Gehalt an immobil gebundenen Anteilen in der Fraktion der gut kristallinen Fe-Oxide mit 95 % besonders hoch.

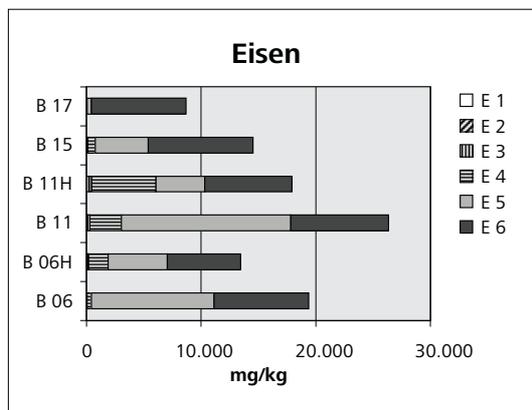


Abb. 5-11 a: Extrahierbares Eisen

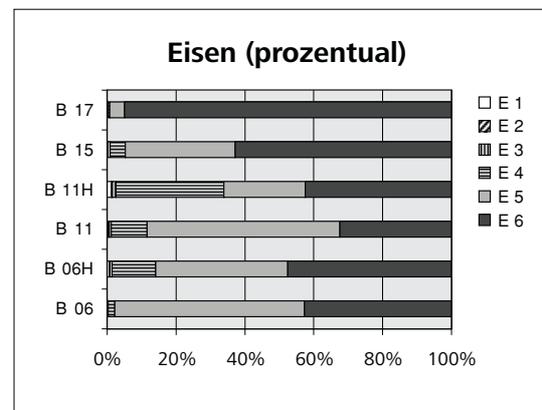


Abb. 5-11 b: Extrahierbares Eisen (prozentual)

Mangan wird dagegen in geringeren Mengen extrahiert (bis 350 mg/kg) (Abb. 5-12 a). Die Bindungsformen sind hier im Boden der Mylonitzone, am Silberberg (vgl. Kap. 6) und im Gneiszersatz heterogen, wobei fast allen Fraktionen mit Ausnahme der leicht nachlieferbaren Fraktion (E2) vertreten sind. In den Böden der höheren Lagen im Arbergebiet und in deren Humusaufgabe sind hingegen nur geringe Mengen wasserlös-

lich mobilisierbar (E1), während die Summe der an Eisen-Oxide gebundenen Mangangehalte 75–98 % beträgt (Abb. 5-12 b).

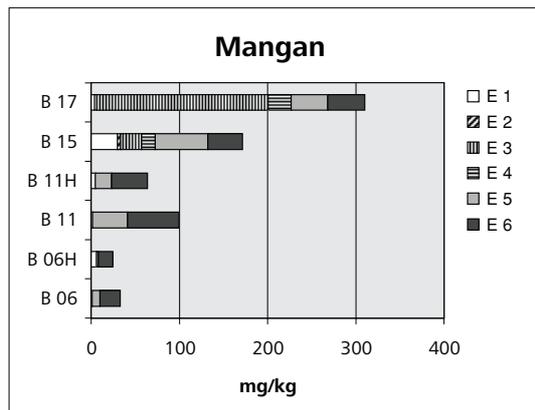


Abb. 5-12 a: Extrahierbares Mangan

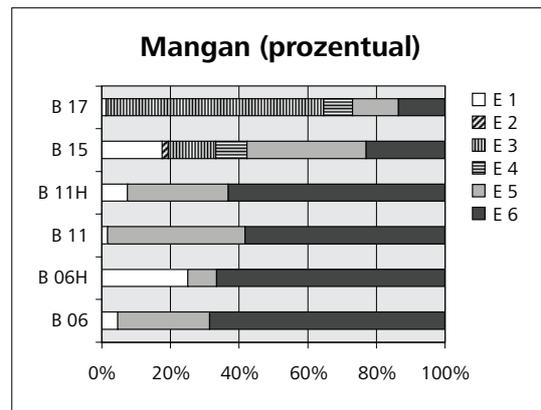


Abb. 5-12 b: Extrahierbares Mangan (prozentual)

Zink wird aus Böden und Gneiszersatz nur in geringem Maße extrahiert (<30 mg/kg). Die extrahierten Gehalte sind vor allem an schlecht und gut kristalline Eisen-Oxide gebunden (Summe E5 und E6 > 70 %) und nur geringe Anteile werden in den mobilen und leicht nachlieferbaren Fraktionen freigesetzt.

Bei den Spurenelementen wird **Arsen** in geringen Mengen (< 10 mg/kg) im Mineralboden und in etwas höheren Mengen (bis 20 mg/kg) im Humus angetroffen. Die Gehalte sind vor allem an Eisen-Oxide gebunden, nur maximal 20 % sind in den mobilen Fraktionen E1, E2 oder organisch gebunden (E4).

Cadmium wird in besonders geringen Mengen extrahiert (<0,4 mg/kg), ist aber vor allem in der mobilen Fraktion vorhanden, besonders in wasserlöslicher und durch Milieuveränderungen leicht nachlieferbarer Form (E1 und E2 zusammen bis 90 %). Nur geringe Anteile sind an Eisen-Oxide fester gebunden. Im Gneiszersatz ist das Cadmium etwas weniger mobil, da es vorwiegend an die leicht nachlieferbare Fraktion (E2) und an Mn-Oxide gebunden ist (E3).

Auch **Cobalt** wird nur in geringen Mengen extrahiert. Die Werte erreichen maximal 4 mg/kg. Cobalt ist vorwiegend an Eisen-Oxide fixiert (70–95 %), während nur geringe Anteile auf die wasserlösliche Fraktion (E1) und organisch gebundene Anteile (E4) entfallen. Im Gneiszersatz dominiert die Bindung an Mn-Oxide (E3).

Die Gehalte an extrahiertem **Chrom** sind mit Werten bis zu 20 mg/kg in allen Bodenproben relativ hoch (Abb. 5-13 a). Sie sind vorwiegend an Eisen-Oxide gebunden (> 80 %) (Abb. 5-13 b), so dass auch Chrom als immobil eingestuft werden kann. Nur geringe Anteile entfallen auf organisch gebundene (E4) und leicht nachlieferbare Anteile (E2).

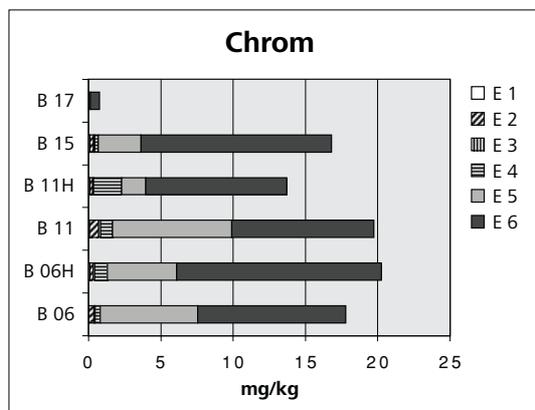


Abb. 5-13 a: Extrahierbares Chrom

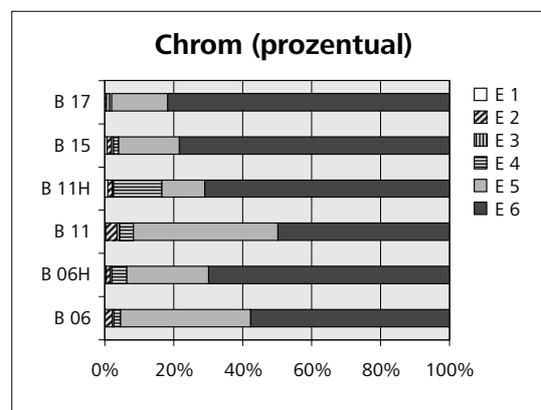


Abb. 5-13 b: Extrahierbares Chrom (prozentual)

Kupfer wird in geringen Mengen eluiert (< 5 mg/kg), wobei die höchsten Werte im Humus und die geringsten Werte in der Mylonitzone (B 15) und im Gneiszersatz (B 17) auftreten. Ein bedeutender Anteil des Kupfers (20–60 %) ist organisch gebunden und somit durch Milieuveränderungen mobilisierbar. Bis zu 40 %

entfallen auf die Bindung an schlecht kristalline Eisen-Oxide (E5), während die Bindung an gut kristalline Eisen-Oxide von geringer Bedeutung ist. Auch in den mobilen Fraktionen E1, E2 und E3 ist Kupfer wenig vertreten. Zusammen entfallen auf diese Fraktionen in wechselnden Anteilen maximal 15 %.

Die extrahierten Gehalte an **Nickel** sind mit < 8 mg/kg ebenfalls gering und entfallen bevorzugt auf die Fraktion der gut kristallinen Eisen-Oxide (E6 mit 70–85 %). Auf die mobilen Fraktionen (E1 und E2) und die organisch gebundenen Anteile (E4) entfallen zusammen maximal 30 %, wobei organisch gebundenes Nickel erwartungsgemäß besonders im Humus anzutreffen ist. Im Gneiszersatz sind die Gehalte an extrahiertem Nickel mit nur 1 mg/kg unbedeutend.

Blei wird aus den Böden in relativ großen Mengen extrahiert (bis 125 mg/kg), wobei die Werte im Gneiszersatz geringer sind (Abb. 5-14 a). Die Bindungsformen des Bleis sind heterogen und wechseln stark in ihren Anteilen. Die an Fe-Oxide (E5 und E6) okkludierten Blei-Gehalte variieren zwischen 20 und 70 %, organisch gebundene Anteile (E4) können 25 bis 50 % betragen (Abb. 5-14 b). Bei den mobilen Fraktionen entfallen auf die leicht nachlieferbare Fraktion (E2) 10–15 %, auf die wasserlösliche Fraktion (E1) 10 % und auf die an Mn-Oxiden okkludierten Gehalte (E3) weniger als 5 %.

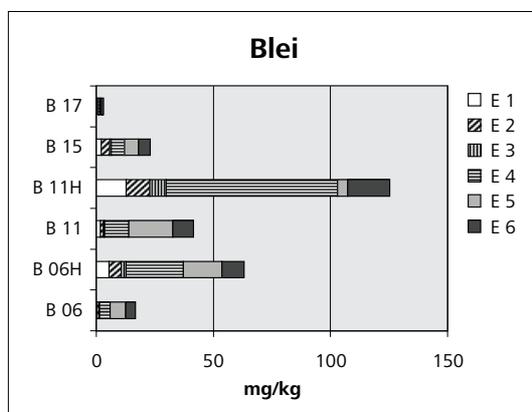


Abb. 5-14 a: Extrahierbares Blei

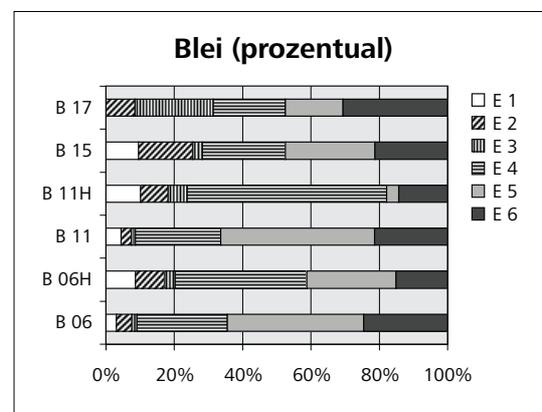


Abb. 5-14 b: Extrahierbares Blei (prozentual)

5.2.6 Interpretation der Boden-Ergebnisse

An den hohen Al- und K-Gehalten der Böden ist die sedimentäre Herkunft der metamorphen Ausgangsgesteine aus tonigen (pelitischen) Gesteinen erkennbar (BEST 1982). Nach MASON & MOORE (1985) ist eine Anreicherung von Al_2O_3 auf > 10 % sowie eine Dominanz von K_2O über Na_2O und von MgO über CaO in metamorphen Gesteinen ein Hinweis auf deren sedimentäre Herkunft. Sie führen die hohen Gehalte an K_2O auf Illite und Montmorillonite zurück, die bei der Verwitterung biotitreicher Gneise entstehen können. Natrium und Kalzium entstammen Plagioklasen, die im Gegensatz zum hohen Anteil in den Gneisen nach der Überprägung durch Verwitterungsprozesse im Boden offenbar zurücktreten. Die relative Anreicherung von Quarz, anderen schwer verwitterbaren primären Silikaten (Kalifeldspat und Muskovit) und Schwermineralen (Barium, Mangan, Zirkon, Titan-Oxide) sowie die Verarmung an Silizium (häufiges Auftreten von Kaolinit, Gibbsite und Eisen-Oxiden) zeigt, dass die Verwitterung der Böden weit vorangeschritten ist. Dennoch sind zahlreiche leicht verwitterbare Minerale wie Plagioklase und Biotite zu finden, die auf eine Nachlieferung durch rezente Silikatverwitterung hinweisen (HOFMANN-SCHIELLE 1988).

Das häufige Vorkommen von Bodenchloriten (sekundären Chloriten) weist auf die Versauerung der Böden hin, da die unter sauren Bedingungen (pH 4–5) freigesetzten Al-Ionen in die Al-OH-Schichten der Chlorite eingebaut werden. Dennoch belegt das Auftreten der Chlorite in weiten Teilen der Böden, dass die Versauerung nicht so weit fortgeschritten ist, dass keine Al-Hydroxi-Kationen mehr gebildet werden können (pH < 4,2). Im Humus wird das freigesetzte Aluminium durch organisches Material komplexiert und somit die Bildung von Chloriten unterbunden. Nach der Klassifikation der Pufferbereiche in Böden von ULRICH ET AL. (1981) befindet sich der Humuskörper im Aluminium-Pufferbereich (pH < 4,0), während der obere Mineralboden dem Austausch-Pufferbereich zugeordnet werden kann (pH bis 4,4). Unterhalb des

verfestigten Solifluktionsschutts (Basisfolge) werden pH-Werte erreicht, die nahe an den Silikat-Pufferbereich (ab pH 5,0) heranreichen. Die Basisfolge wirkt somit als Hemmschicht für die Auswaschung und Versauerung der Böden. Dies belegt auch die Zunahme der Basenkationen und der sprunghafte Anstieg des pH-Wertes unterhalb der Basisfolge, die sich im untersuchten Profil B 12 a–c bei etwa 40 cm befindet. Die unregelmäßige Verteilung der pH-Werte im Boden-Eluat ist einerseits auf die starke Heterogenität des Bodenkörpers zurückzuführen und andererseits auf komplexe Vorgänge von Versauerung und Pufferung, die besonders im Humuskörper durch organische Anteile hervorgerufen werden. So werden Rückschlüsse auf den Grad der Bodenversauerung mit Hilfe des pH-Wertes erschwert.

Die Tonminerale haben mit der Bildung der verfestigten Basisfolge nach HOFMANN-SCHIELLE (1988) eine Zonierung erfahren, die vermutlich während zwei verschiedenen Verwitterungsphasen entstanden ist. Die erste Verwitterungsphase erfolgte präglazial und führte zu »vererbten Tonmineralen«, die heute noch in der Basisfolge anzutreffen sind, da sie von der zweiten Phase, der holozänen Verwitterung und Bodenbildung, nicht erfasst wurden. Das solifluidal umgelagerte Material bildete das Ausgangssubstrat für die holozäne Phase, die zu einer Umwandlung der Tonminerale und einer weiter vorangeschrittenen Verwitterung führte. Auch am Profil B 12 a–c ist dies durch das Auftreten von Kaolinit im Oberboden und dessen Abwesenheit unterhalb der Basisfolge erkennbar.

Die Werte der potentiellen Kationen-Austauschkapazität im Untersuchungsgebiet entsprechen den von HOFMANN-SCHIELLE (1988) im Inneren Bayerischen Wald ermittelten Werten der effektiven Kationen-Austauschkapazität, die wegen der sauren Bodenreaktion generell etwas niedriger liegen (5–13 cmol+/kg). Auch SCHACHTSCHABEL ET AL. (1998) geben für Podsol über Granit im Bayerischen Wald einen im Vergleich zu den Ergebnissen im Untersuchungsgebiet etwas niedrigeren Wert der KAK_{eff} von 6,8 cmol+/kg an, der gleichfalls auf die Bestimmung der pH-abhängigen KAK_{eff} zurückgeführt werden kann. HOFMANN-SCHIELLE (1988) und SCHUBERT (2002) beobachten eine Abnahme der effektiven KAK mit der Profiltiefe, die mit einer Abnahme des Humus- und Tongehalts im Unterboden interpretiert wird. Im Untersuchungsgebiet kann diese Beobachtung nicht bestätigt werden. Dagegen bestätigt sich der starke Anstieg des Aluminiums an den Austauschern im Unterboden, wie ihn HOFMANN-SCHIELLE (1988) und SCHUBERT (2002) bei ihren Untersuchungen feststellten. Die Al-Sättigung im Unterboden beträgt hier jedoch nur maximal 70 % der gemessenen Kationen, während die oben genannten Autoren eine Sättigung von bis zu 95 % angeben. Die große Differenz zwischen der KAK_{ges} und der Summe der einzelnen Kationen, die im Untersuchungsgebiet beobachtet wurde, lässt vermuten, dass der größte Teil dieser nicht erfassten Kationen auf Protonen (H^+) entfällt.

In der räumlichen Verteilung der Kationen-Austauschkapazität kann weder bei der KAK_{ges} noch bei den einzelnen Kationen ein Bezug zu geographischen Gegebenheiten festgestellt werden. Sowohl in den Hochlagen des Arbergebietes als auch in der Böbracher Mylonitzone kommt eine Dominanz von Aluminium, Eisen oder Kalzium an den Austauschern vor. Auffallend sind nur die generell höheren Gehalte der KAK_{ges} und der einzelnen Kationen in der Humusaufgabe, die aufgrund des größeren Angebots an Austauscherplätzen an den Huminstoffen zu erwarten sind. Die höheren Gehalte werden vorwiegend von Basenkationen hervorgerufen. Beim Gehalt an Säurekationen treten größere Unregelmäßigkeiten auf.

Die Eluationsversuche zeigen eine deutliche Abhängigkeit der eluierten Anionen von der Höhenlage. In höheren Lagen tritt sowohl im Humuskörper als auch im Mineralboden Nitrat in den Vordergrund, das durch den Eintrag von N-Komponenten aus der atmosphärischen Deposition gebildet wird. Bei den Kationen ist keine Differenzierung mit der Höhenlage erkennbar. Sie weisen eher auf die Charakteristik des Ausgangsmaterials hin. So kann beispielsweise der höhere Natriumwert im unteren Mineralboden des Profils B 12 (b) einen Hinweis auf Austauschprozesse bei erhöhtem Tongehalt geben. In der Mylonitzone wird ebenfalls eine Dominanz von Natrium und Kalium beobachtet. In den Ergebnissen der mineralogischen Untersuchung ist in der Mylonitzone (B 17) ein erhöhter Gehalt an Na-Feldspäten jedoch nur schwer erkennbar. Der erhöhte Gehalt an eluierten Alkalien kann daher in der tektonisch stark beanspruchten Mylonitzone ebenfalls auf Ionen-Austauschprozesse zurückgeführt werden. Der leicht erhöhte Wert an eluiertem Eisen in der Mylonitzone ist auf das Vorkommen der Eisen-Oxide Lepidokrokit und Goethit zurückzuführen (B 16). Das selbe gilt für den erhöhten Eisengehalt im Gneiszersatz, der mit dem Vorkommen von Hämatit in Verbindung steht. Das eluierte Eisen kann somit nicht zwingend mit rezenten pedogenen Versauerungsprozessen

in Zusammenhang gebracht werden. Eine Aussage darüber, ob die eluierten Spurenmetalle (Mn, Zn, Cd, Cu, Pb) auf einen Eintrag durch atmosphärische Deposition hinweisen oder gesteinsimmanent im Boden vorhanden sind, ist wegen der geringen Datengrundlage nicht möglich. Blei, Kupfer und Zink wurden auch von LINHARDT (1985) in den Rahmengesteinen der Erzlagerstätte am Silberberg beobachtet. TROLL ET AL. (1967) gibt den Gehalt an Erz in den Arbergneisen mit 1 % an, so dass die Herkunft der Metalle aus dem Gestein nicht unwahrscheinlich ist. Hinweise auf Spuren von Galenit (PbS) wurden auch bei der mineralogischen Analyse in zahlreichen Böden beobachtet.

Mit Hilfe der sequentiellen Extraktionen zur Bestimmung der Metall-Bindungsformen wird das von belasteten Böden ausgehende Gefährdungspotential im Hinblick auf die Freisetzung von Schwermetallen (SM) abgeschätzt. Toxische Schwermetalle, die an Fe-Oxide (E5, E6) gebunden sind, stellen dabei nur ein geringes Gefährdungspotential für das Ökosystem dar. Auch bei unbelasteten Böden gibt die Metall-Bindungsform Aufschluss über die Mobilität der Metalle im Boden, speziell im Hinblick auf die Freisetzung durch Versauerungsprozesse. Die bei den Untersuchungen extrahierten Schwermetalle können aufgrund der Differenzierung der auftretenden Bindungsformen in vier Mobilitäts-Klassen eingeteilt werden:

- | | |
|--|--------------------------------|
| (1) Immobile SM (E5 + E6 > 80 %): | As, Co, Cr, (Al), (Fe) |
| (2) Relativ immobile SM (E5 + E6 bis 70 %): | Ni, Zn, (Pb), (Al), (Fe), (Mn) |
| (3) Relativ mobile SM (E5 + E6 < 40 %,
Summe E1 bis E4 bis 60 %): | Cu, (Pb) |
| (4) Mobile SM (Summe E1 bis E4 60–90 %): | Cd |

Bei der Einteilung nehmen sowohl Aluminium und Eisen wegen ihrer Abhängigkeit von organischen Anteilen im Boden als auch Mangan und Blei wegen der Heterogenität ihrer Bindungsformen eine Zwischenstellung ein. Die Ergebnisse differieren dabei leicht von den Beobachtungen von ZEIEN (1995), der neben Cadmium auch Zink und Mangan als besonders mobile SM einstuft. Kupfer und Blei sieht er dagegen als vorwiegend immobil gebunden an. ALLOWAY & AYRES (1996) bezeichnen Cadmium und Zink ebenfalls als in Böden besonders mobile Schwermetalle. Kupfer, Cobalt, Chrom und Blei sind nach ihrer Aussage hingegen stark an Bodenkolloide gebunden und somit immobil.

Ein direkter Vergleich der extrahierten Mengen von Schwermetallen aus den Böden über Kristallingestein ist generell problematisch, da die Metalle im Ausgangsgestein in unterschiedlichen Mengen auftreten. Wegen der heterogenen Bindungen mit zahlreichen Übergangsformen im Mehrphasen-System Boden ist eine allgemeingültige Aussage zur Mobilität von Schwermetallen schwer zu definieren und jedes Boden-Ökosystem muss deshalb für sich betrachtet werden. Bei der Differenzierung der Bodenergebnisse spielt generell die starke Heterogenität der Böden eine große Rolle. Auch Verlagerungsvorgänge durch Solifluktion, Abtransport durch oberflächennahen Abfluss sowie Erosionsvorgänge mit gleichzeitiger Akkumulation in tieferen Lagen können lokal von großer Bedeutung sein.

Obwohl das Verfahren nach ZEIEN & BRÜMMER (1989) für Untersuchungen der Metall-Bindungsformen entwickelt wurde, wurden auch die Bindungsformen der extrahierten Basenkationen bestimmt. Das Ergebnis zeigt, dass die Basenkationen Natrium und Kalzium in allen Fraktionen nur in geringen Mengen eluiert werden (< 50 mg/kg). Dabei gehen sie vor allem in der mobilen und in der in Mangan-Oxiden okkludierten Fraktion in Lösung (zusammen 50–75 %). Kalium wird mit bis zu 500 mg/kg stärker freigesetzt, wobei es besonders in den Humusproben in der mobilen Fraktion erscheint (bis 60 %). Aber auch an Eisen-Oxide sind Kaliumionen gebunden. Auffällig ist der hohe Gehalt an eluiertem Magnesium (200–1 100 mg/kg), der vor allem an gut kristalline Eisen-Oxide fixiert ist. Damit ist der größte Teil des Magnesiums nicht pflanzenverfügbar, was ein Hinweis auf die mögliche Ursache der Magnesium-Mangelercheinungen an Fichtenbeständen ist, die seit den 1980er Jahren auch im Bayerischen Wald beobachtet werden (HOFMANN ET AL. 1994).

5.3 Grundwasser

5.3.1 Untersuchungsumfang – Grundwasser

Im Untersuchungsgebiet zwischen Böbrach und dem Großen Arber wurden von September 2000 bis März 2002 insgesamt 49 Messstellen im Grundwasser beprobt (Abb. 5-1). Davon wurden 30 Messstellen einem intensiven Messprogramm unterzogen und zunächst ein Jahr lang monatlich und danach im Abstand von zwei Monaten beprobt. In den Wintermonaten musste die Beprobung zum Teil wegen großer Schneehöhen vor allem an den Messstellen der Hochlagen ausgesetzt werden.

Bei den Messstellen handelt es sich vorwiegend um gefasste Quellen, die für die kommunale oder private Wasserversorgung genutzt werden oder früher genutzt wurden. Ihre Fassungen durch Sickerleitungen liegen zwischen 2 und 8 m unter GOK. Bei zwei der Messstellen handelt es sich um flache Schachtbrunnen (BOD 09, 19), drei Quellen sind ungefasst (BOD 34, 35, 40). Bis auf eine Kluftquelle innerhalb des Bergwerks »Silberberg« handelt es sich um Quellen aus der Verwitterungszone bzw. Hangschutt-Quellen. Die Quellen befinden sich in verschiedenen Höhenlagen von Böbrach in 520 m ü. NN bis 1270 m ü. NN auf der SW-Seite des Arber-Gebirgszugs. Die Rückseite des Großen Arbers (Exposition NE) wurde mit drei Messstellen in die Untersuchungen einbezogen. Die Mehrzahl der Quellen ist in Waldgebieten gefasst und durch Wasserschutzgebiete geschützt. Lediglich bei privat genutzten, ungefassten oder stillgelegten Quellen fehlen Wasserschutzgebiete. Detaillierte Angaben zu den einzelnen Messstellen befinden sich in Anhang 12. An allen Messstellen wurden bei jeder Beprobung Schüttung, physikalisch-chemische Leitparameter und Hydrogencarbonat am Probenahmeort bestimmt und eine Wasserprobe zur chemischen Analyse im Labor entnommen (Kap. 4.1).

Im selben Zeitraum wurden im Rahmen des Projektes LOWRGREP von LAUTENSCHLAGER (2002) im 10 km entfernten Raum Regen südöstlich des Untersuchungsgebietes sechs tiefere Brunnen (Endteufe 30–40 m) und 14 Quellen im oberflächennahen Grundwasserleiter beprobt, die in die Untersuchungen mit einbezogen werden. Der Raum Regen liegt in der tektonisch geprägten Pfahlzone, wo verstärkt Granitintrusionen und Mylonite angetroffen werden. Durch die Tallage und die Nähe der Stadt Regen ist dieses Untersuchungsgebiet stärker anthropogenen Einflüssen ausgesetzt. Auch hier handelt es sich bei den Messstellen im Grundwasser vorwiegend um aktuelle oder aufgelassene Wasserversorgungs-Anlagen.

5.3.2 Grundwasser im oberflächennahen Aquifer

Von großer Bedeutung für die lokale Wasserversorgung ist der oberflächennahe Aquifer der Verwitterungszone, der als Poren-Grundwasserleiter über dem Kluft-Grundwasserleiter ausgebildet ist. Durch die Heterogenität des Materials und wechselnde Mächtigkeit kann er unterschiedliche Ergiebigkeiten aufweisen (Kap. 3.3.1). Die **Schüttung** der Quellen im oberflächennahen Grundwasserleiter liegt meist unterhalb 2 L/s (Anhang 13a). Nur wenige Quellen in höheren Lagen >1 000 m ü. NN (BOD 10, 12; gestrichelte Linien in Abb. 5-15) erreichen ganzjährig eine Schüttung von 4–6 L/s. Während der Schneeschmelze können sie ein Maximum von 8–10 L/s erreichen. Generell wird in allen Messstellen ein deutlicher Jahresgang beobachtet. Zur Zeit der Schneeschmelze (Mai 2001 und Februar 2002) wird in den meisten Messstellen eine erhöhte Schüttung beobachtet. Auch nach sommerlichen Niederschlägen (z. B. Juni 2001) tritt in manchen Messstellen ein Maximum auf. Das Minimum der Schüttung fällt in den Spätsommer bis Herbst (November 2001). Die Quellen mit höherer Schüttung (> 1 L/s) weisen erhöhte Schwankungen im Jahresgang auf. Einen vergleichsweise ausgeglichenen Jahresgang beobachtet man in den Quellen am Böbracher Berg (BOD 51, 53, 54), die im Bereich einer Mylonitzone liegen (weiße Symbole in Abb. 5-15) und in der Messstelle BOD 17 am Bretterschachten. Bei manchen Quellen kann die Schüttung während der Trockenmonate ganz ausbleiben. Auch Verlagerungen der Fließwege wurden beobachtet, die zu einem Ausbleiben oder einer stark verminderten Schüttung der gefassten Quelle führen (BOD 14 während der Schneeschmelze 2002, BOD 25) und eine Neufassung der Quelle nötig machen.

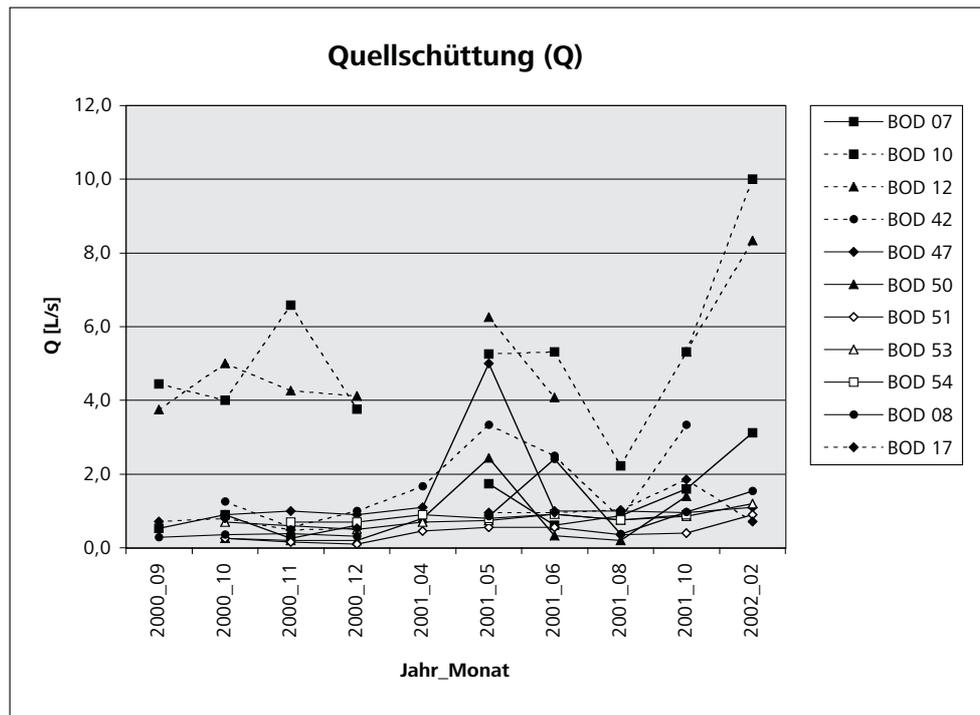


Abb. 5-15: Ganglinie der Quellschüttung (Zeitabschnitte nicht äquidistant)

Ein Maß zur Quantifizierung des Schüttungsverhaltens ist die Variabilität (VQ), die nach DAVIS & DE WIEST (1967) als die Differenz zwischen den Extremwerten der Schüttung (Q_{\max} , Q_{\min}) dividiert durch die mittlere Schüttung der Quelle (\bar{Q}) definiert ist (Gl. 17).

$$VQ = (Q_{\max} - Q_{\min}) / \bar{Q} * 100 \quad [\%] \quad (\text{Gl. 17})$$

Kleine Werte verweisen auf ein ausgeglichenes Schüttungsverhalten und damit eine größere Verweildauer des Grundwassers im Aquifer bzw. eine größere Speicherkapazität desselben. Die Variabilität der Quellen liegt zwischen 100 und 300 %. Eine Korrelation mit der Höhenlage konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden. Die Quellen in der Mylonitzone (BOD 53, 54) haben mit < 100 % eine niedrige Variabilität. Ein entsprechender Wert wurde auch in der Quelle BOD 12 gemessen, die in 1000 m ü. NN liegt und vermutlich aus einem großen Hangschutt-Reservoir im Gneis gespeist wird. Hierauf deutet bereits die vergleichsweise tiefe Fassung der Quelle in 8 m Tiefe hin.

Physikalisch-chemische Leitparameter

Die **Temperatur** des reinen Grundwassers entspricht in der Regel der mittleren Jahrestemperatur der Luft. Abweichungen davon mit größeren Schwankungen im Jahresgang weisen auf verstärkten klimatischen Einfluss hin. Die Wassertemperatur in den untersuchten Quellen liegt zwischen 4 und 10 °C, einzelne Werte im Sommer oder zur Zeit der Schneeschmelze können darunter oder darüber liegen (Abb. 5-16, Daten in Anhang 13a). Ein deutlicher Jahresgang wird in allen Messstellen beobachtet, mit einem Maximum im August und einem Minimum zur Zeit der Schneeschmelze. Eine räumliche Differenzierung nach der Höhenlage lässt sich in den Mittelwerten der Wassertemperatur erkennen, wobei die Wassertemperatur pro 100 m Höhe um 0,4 °C abnimmt. Dies entspricht in etwa dem von ELLING ET AL. (1987) festgestellten Höhengradienten der Lufttemperatur von -0,49 °C/100 m. In tieferen Lagen (< 800 m ü. NN) liegen die Mittelwerte der Wassertemperatur zwischen 7 und 8 °C, was etwas über dem Jahresdurchschnitt der Lufttemperatur von 6 °C liegt (Kap. 3.1.3). In höheren Lagen (> 800 m ü. NN) liegen sie zwischen 5 und 7 °C, wobei in der Höhenlage > 1 100 m ü. NN keine repräsentativen Mittelwerte von gefassten Quellen vorhanden sind. Da die ungefassten Quellen nicht direkt am Quellaustritt gemessen werden können, liegen ihre Mittelwerte über dem für die Höhenlage entsprechenden Wert. Innerhalb der einzelnen Höhenstufen streuen die Messwerte um 0,5 °C. Da die Untersuchungen nur in einem Zeitraum von 17 Monaten durchgeführt wurden und keine Daten aus älteren Messungen zur Verfügung stehen, kann der Jahresgang nur eine begrenzte Aus-

sage über allgemeine Phänomene liefern. Dies gilt gleichermaßen für die Interpretation der jahreszeitlichen Schwankungen aller untersuchten Parameter.

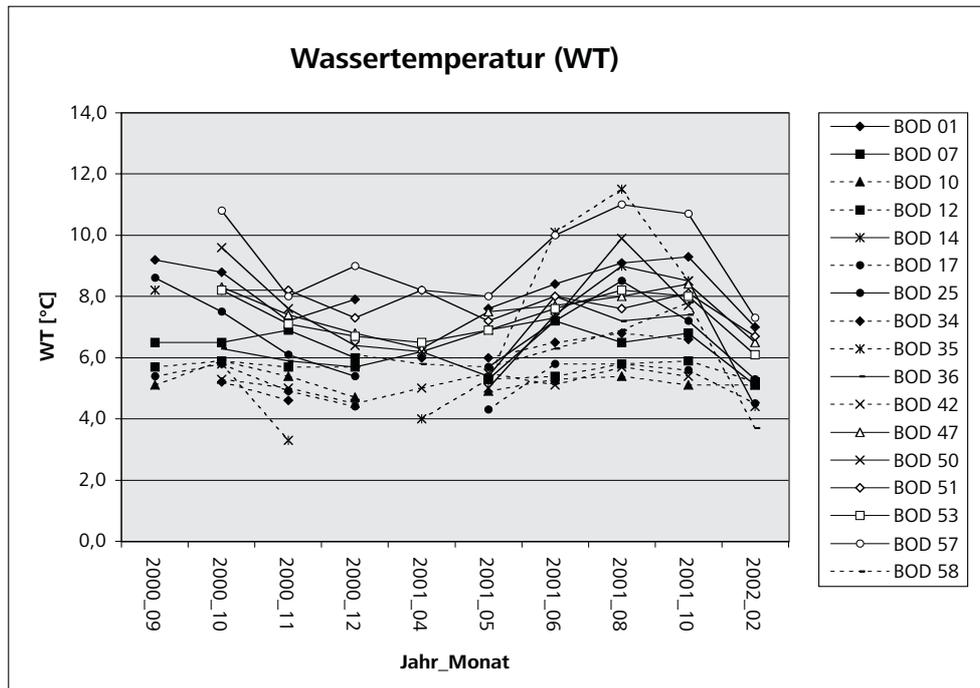


Abb. 5-16: Ganglinie der Wassertemperatur (Zeitabschnitte nicht äquidistant)

Die **spezifische elektrische Leitfähigkeit** wässriger Proben beruht auf der Fähigkeit der im Wasser gelösten Ionen, elektrischen Strom zu transportieren. Jedes Ion leistet dabei einen Beitrag zur Gesamtleitfähigkeit, der proportional zu seiner Konzentration ist. Die spez. elektr. Leitfähigkeit (englisch »electric conductivity«, eC; die Abkürzung wird in Diagrammen und Tabellen verwendet) entspricht einer unspezifischen, pauschalen Aussage über die Gesamtkonzentration der im Wasser enthaltenen Inhaltsstoffe (Mineralisierung), soweit diese in Ionen dissoziiert sind. Durch die geringe Löslichkeit des Kristallingesteins sind die Wässer im Grundgebirge gering mineralisiert ($< 100 \mu\text{S}/\text{cm}$) (MATTHEIS 1994). Die Wässer im Untersuchungsgebiet weisen sogar nur eine Mineralisierung von $< 80 \mu\text{S}/\text{cm}$ auf. In den Wässern können nach der Leitfähigkeit zwei Gruppen unterschieden werden (Abb. 5-17 a): 1) sehr gering mineralisierte Wässer mit $< 40 \mu\text{S}/\text{cm}$ (schwarze Symbole) und 2) etwas höher mineralisierte Wässer mit $40 - 60 \mu\text{S}/\text{cm}$ (graue Symbole). Die erste Gruppe lässt sich zudem in zwei Untergruppen gliedern: 1a) Wässer der Hochlagen ($> 800 \text{ m ü. NN}$) mit Mittelwerten der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit von $20 - 25 \mu\text{S}/\text{cm}$ (gestrichelte Linien) und 1b) Wässer in tieferen Lagen ($< 800 \text{ m ü. NN}$) mit im Mittel $30 - 40 \mu\text{S}/\text{cm}$ (durchgezogene Linien). Die etwas höhere Mineralisierung der zweiten Gruppe wird meist durch einen erhöhten Sulfatgehalt hervorgerufen, der am Rande von Vererzungen (BOD 24, 25) oder durch erhöhten Sulfidgehalt im Untergrund (BOD 49, 50) auftreten kann. Durch die Geologie beeinflusst sind auch die Messstellen in der Böbracher Mylonitzone (weiße Symbole in Abb. 5-17 a), die aufgrund ihrer Leitfähigkeit eine Übergangsstellung zwischen den beiden Hauptgruppen einnehmen. (Daten in Anhang 13a.)

Die geogen bedingte Leitfähigkeit des Grundwassers ist äußerst konstant (Abb. 5-17 a und b) und bewegt sich im Bereich der Standardabweichung (Kap. 4.1). Der zusätzliche Eintrag von Stoffen durch anthropogene Beeinflussung tritt in der spez. elektr. Leitfähigkeit sehr deutlich zutage und führt zu einer Erhöhung der absoluten Werte über $80 \mu\text{S}/\text{cm}$ und Schwankungen im Jahresgang von $> 10 \mu\text{S}/\text{cm}$ (weiße Symbole in Abb. 5-17 b; Kap. 5.3.4).

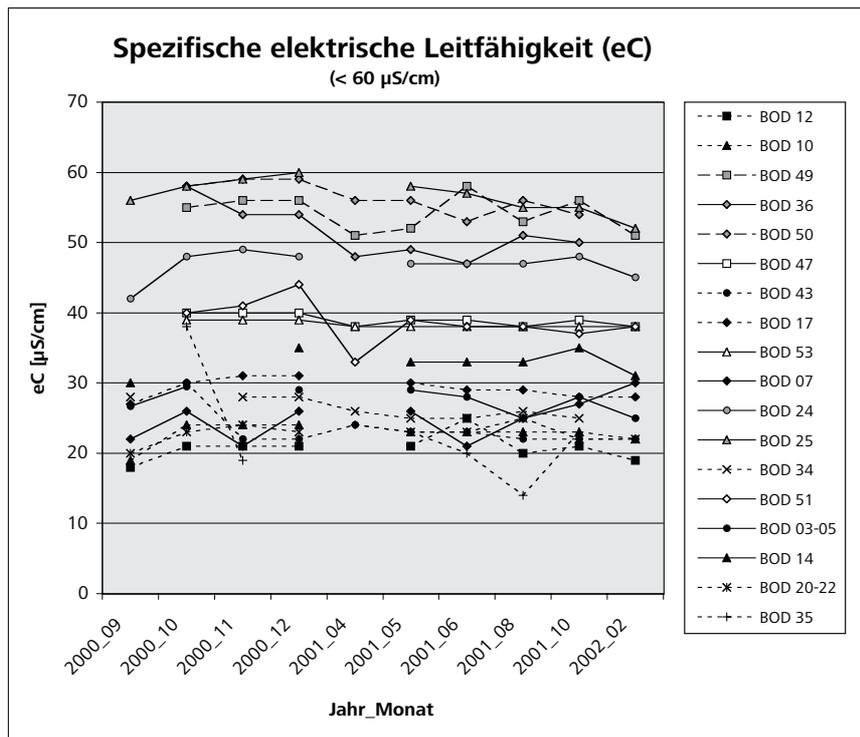


Abb. 5-17 a:
Ganglinie der
spez. elektrischen
Leitfähigkeit (eC)
(Werte $< 60 \mu\text{S}/\text{cm}$)
(Zeitabschnitte
nicht äquidistant)

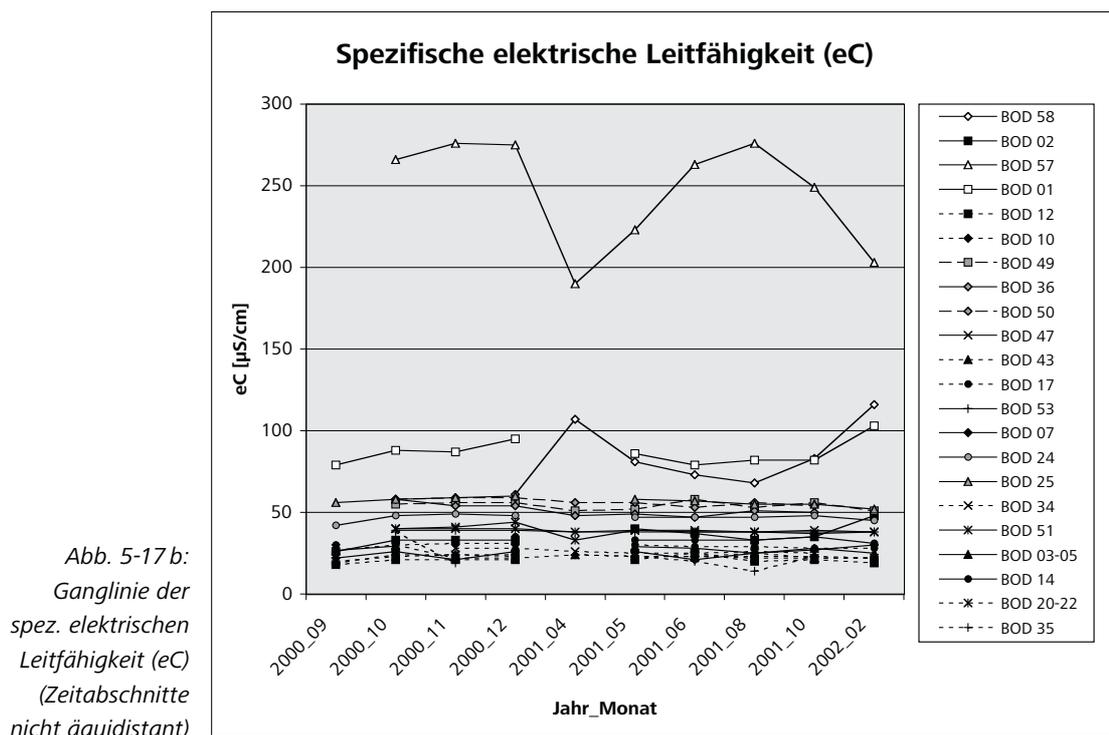


Abb. 5-17 b:
Ganglinie der
spez. elektrischen
Leitfähigkeit (eC)
(Zeitabschnitte
nicht äquidistant)

Durch das Fehlen von karbonatischen Puffern im Ausgangsgestein haben die Wässer im Kristallingestein alle einen leicht sauren **pH-Wert**. Durch den Eintrag von Säuren mit der atmosphärische Deposition (Kap. 5.1.2) wird der pH-Wert zusätzlich erniedrigt. Die Wässer im oberflächennahen Aquifer lassen sich bezüglich ihres Gehalts an Protonen in zwei Gruppen unterteilen (Abb. 5-18): 1) Quellen mit einem pH-Wert $< 6,0$, die sich vorwiegend in den Hochlagen $> 800 \text{ m}$ ü. NN befinden (gestrichelte Linien). In den trockenen Sommermonaten kommen vereinzelt pH-Werte $> 6,0$ vor. An einer Quelle aus dem Überlauf eines Mooregebietes wurden pH-Werte $< 5,0$ beobachtet (BOD 35). Hier wird die Acidität durch den erhöhten Gehalt an Huminsäuren hervorgerufen, der an der Gelbfärbung des Wassers deutlich erkennbar ist. 2) Quellen mit einem pH-Wert $> 6,0$ treten in niedrigen Lagen $< 800 \text{ m}$ ü. NN auf (durchgezogene Linien). Auch hier sind

gelegentlich, besonders zur Zeit der Schneeschmelze und bei sommerlichen Niederschlagsereignissen, pH-Werte bis 5,5 möglich. Quellen, bei denen der pH-Wert ganzjährig über 6,0 liegt und nicht auf sommerliche Niederschläge reagiert, wurden in der Böbracher Mylonitzone beobachtet (weiße Symbole), wo einerseits durch die starke Zerkleinerung des Gesteins ein höheres Puffervermögen an Basenkationen zur Verfügung steht und andererseits durch eine längere Aufenthaltszeit des Wassers im Aquifer eine längere Reaktionszeit gegeben ist. Bei der Untersuchung der Kationen-Austauschkapazität (Kap. 5.2.3) und bei den Eluationsversuchen (Kap. 5.2.4) an den Böden im Böbracher Gebiet wurde jedoch kein Hinweis auf einen höheren Gehalt an Basenkationen aufgefunden, so dass man davon ausgehen kann, dass die entsprechenden Protonen-puffernden Reaktionen in tieferen Schichten stattfinden.

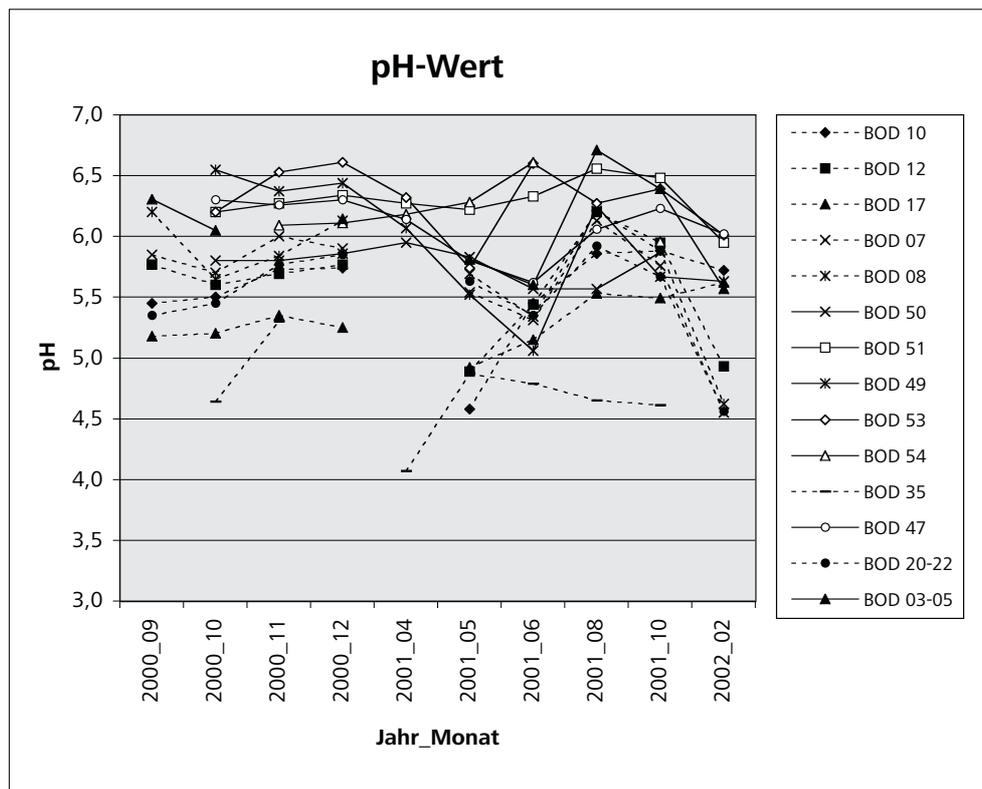


Abb. 5-18: Ganglinie des pH-Wertes (Zeitabschnitte nicht äquidistant)

In allen Messstellen ist ein deutlicher Jahresgang des pH-Werts zu erkennen (Abb. 5-18), der durch einen starken und rapiden Abfall von bis zu 1,0 pH-Einheiten mit der Schneeschmelze gekennzeichnet ist. Der Einfluss des sauren Schneeschmelzwassers hält zum Teil bis Juni an. Die Wässer regenerieren sich während der Trockenzeit im August, bis sie im Herbst den Wert vor der Schneeschmelze erreichen.

Der **Eh-Wert**, der Aufschluss über die Redox-Verhältnisse in einem Wasser gibt, liegt im oberflächennahen Grundwasser zwischen 420 und 550 mV, also deutlich im oxidierenden Bereich (SIGG & STUMM 1996). Die oxidierenden Verhältnisse werden primär durch den hohen Gehalt an **gelöstem Sauerstoff** hervorgerufen, der das Redoxpotential im oberflächennahen Grundwasser kontrolliert. Die Gehalte an gelöstem O₂ liegen in den Quellen zwischen 7–12 mg/L, was einer Sauerstoffsättigung von 70–110 % entspricht. (Daten in Anhang 13a).

Hauptinhaltsstoffe

Die wichtigsten **Kationen** im Grundwasser sind Natrium, Kalium, Kalzium und Magnesium. Sie geben Aufschluss über das Gestein, aus dem sie gelöst wurden. Entsprechend der geringen Löslichkeit des Kristallin-gesteins sind die Gehalte der einzelnen Kationen gering (Na⁺ 0,35–3,7 mg/L; K⁺ 0,08–0,75 mg/L; Ca²⁺ 0,73–2,8 mg/L; Mg²⁺ 0,54–2,1 mg/L; Mittelwerte der Messstellen) (Anhang 13b und 13c). Geologische Unterschiede im Aquifer lassen sich deshalb gut in der prozentualen Verteilung der Kationen im Wasser erkennen (Abb. 5-19). Im Untersuchungsgebiet können nach den dominierenden Kationen zwei unter-

schiedliche Gebiete unterschieden werden: das Arber–Bodenmais-Gebiet wird von Erdalkalien im Wasser geprägt, es handelt sich um Kalzium-Magnesium-Wässer. Im Raum Böbrach handelt es sich hingegen um Alkali-Wässer. Natrium ist das dominierende Kation, Kalzium oder Magnesium stehen an zweiter Stelle. Die Kalium-Ionen sind in allen Wässern gering, da sie in den Verwitterungsprodukten gebunden werden (MATTHEß 1994). Der erhöhte Natrium-Gehalt in den Wässern im Böbracher Gebiet deutet erneut auf die unterschiedlichen Gesteins- und Lösungs-Verhältnisse im Bereich der Böbracher Störungszone hin. Am Rande der Vererzung am Silberberg wird eine Dominanz der Magnesium-Ionen beobachtet (BOD 24, 36), so dass die Ca-Mg-Wässer in Mg-Ca-Wässer übergehen. Auch im Raum Böbrach kommt am Frather Riegel (BOD 50) ein leicht erhöhter Mg-Gehalt vor, der mit einem Pegmatit-Vorkommen in Zusammenhang stehen könnte (Kap. 3.2.2). Der höhere Magnesium-Wert in der aus einem Mooregebiet entspringenden Quelle BOD 35 kann nicht mit geologischen Gegebenheiten erklärt werden.

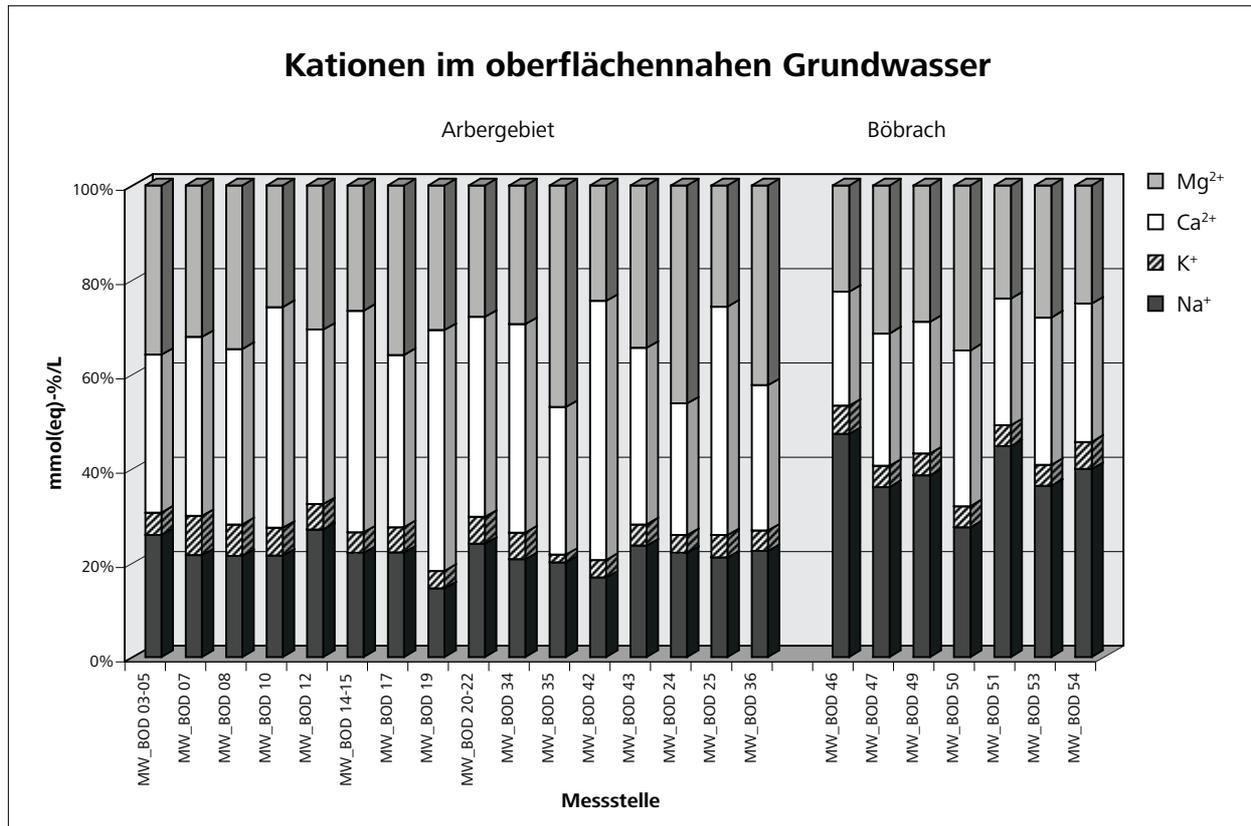


Abb. 5-19: Kationen im oberflächennahen Grundwasser

Auch bei den **Anionen** ist der Gesamtgehalt der Ionen gering (Mittelwerte HCO_3^- : 0,93–13,7 mg/L; Cl^- : 0,61–1,5 mg/L; NO_3^- : 0,70–6,4 mg/L; SO_4^{2-} : 1,3–12,8 mg/L) (Anhang 13b und 13c). Das vorherrschende Anion in den meisten Wässern ist das Hydrogencarbonat, das durch atmosphärisch und pedologisch eingebrachtes CO_2 gebildet wird. Im Winter ist der Gehalt an HCO_3^- wegen der geringeren Bioaktivität deshalb sowohl in den Messstellen im Arbergebiet als auch in den Messstellen im Böbracher Raum geringer. Wegen der geringen pH-Werte liegt ein großer Teil des Kohlenstoffs als freies CO_2 vor (BÜTTNER & VORNEHM 2004). Besonders im Arbergebiet kommt neben dem Hydrogencarbonat das Nitrat als zweit wichtigstes Anion hinzu (Abb. 5-20). Besonders in höheren Lagen tritt es zunehmend in den Vordergrund (BOD 17, 43, 10, 12). Ist Nitrat vorherrschend, so wird auch ein höherer Gehalt an Sulfat beobachtet (Kap. 5.1.2). Sowohl Nitrat als auch Sulfat werden hauptsächlich mit atmosphärischen Niederschlägen in das Grundwasser eingebracht. Sie stellen die wichtigsten Säure-Anionen im Niederschlagswasser dar und sind deshalb auch für den niedrigen pH-Wert des Grundwassers verantwortlich. In Quellen aus Mooregebieten, in denen der Sauerstoffgehalt aufgrund der erhöhten Bioaktivität gering ist und im Wasser reduzierende Verhältnisse herrschen, wird das Nitrat zu Ammonium und im Extremfall zu N_2 reduziert, das aus dem Wasser entgast. Durch die Denitrifikation liegen die Nitratwerte sehr niedrig oder unterhalb der Nachweis-

grenze, so daß das Sulfat prozentual in den Vordergrund tritt (BOD 35). Eine Erhöhung oder Dominanz des Sulfats wird auch am Silberberg beobachtet (BOD 36, 24, 25), wo Sulfat durch Oxidationsprozesse am Rande der sulfidischen Vererzungen in das Grundwasser gelangt. Auch am Frather Riegel (BOD 49, 50), wo ein erhöhter Sulfidgehalt im Untergrund im Zusammenhang mit der Böbracher Störungszone bzw. einem von PFAFFL (1971) beschriebenen Pegmatitvorkommen beobachtet wird (Kap. 3.2.2), tritt ein erhöhter Sulfatwert auf. Die erhöhten Sulfatwerte in diesen Wässern sind an einen höheren Magnesium-Gehalt gekoppelt. Chlorid ist in allen Messstellen unbedeutend und hat einen Anteil von weniger als 10 % an der Anionen-Zusammensetzung.

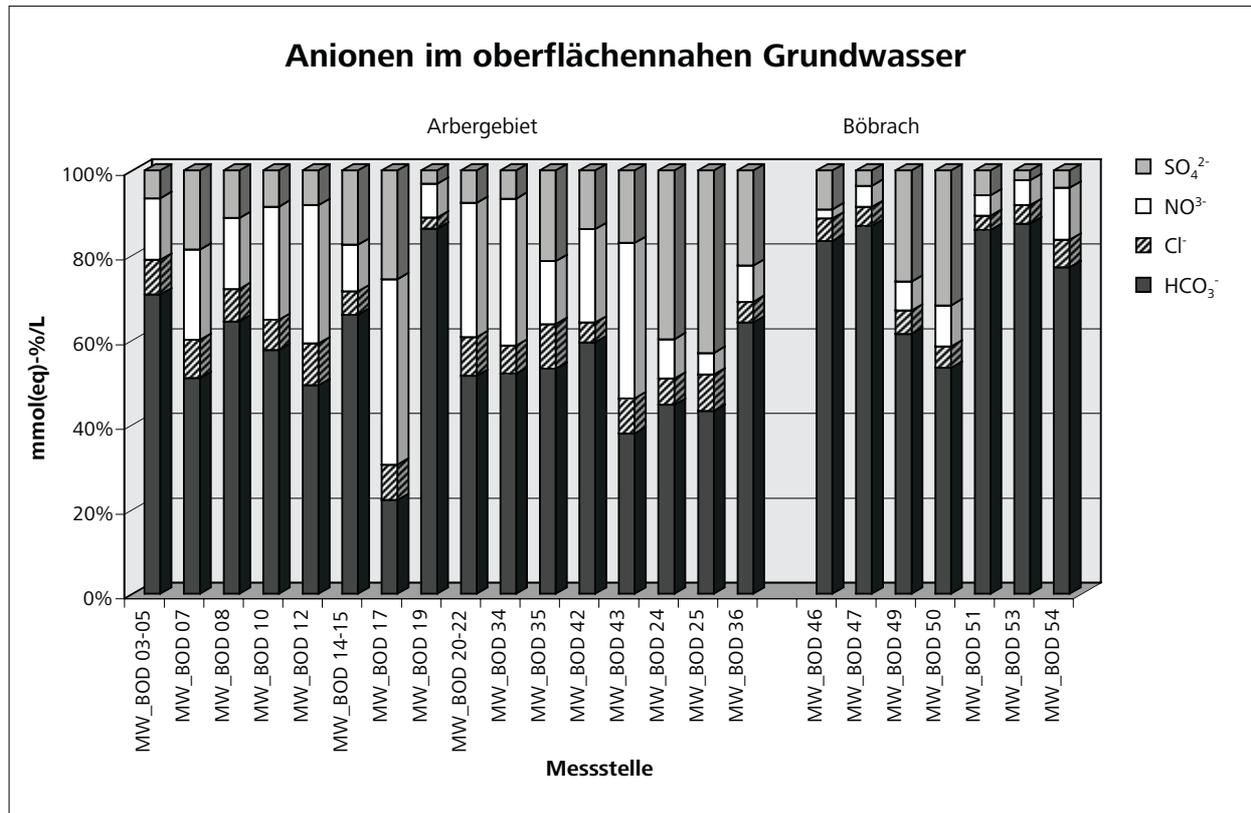


Abb. 5-20: Anionen im oberflächennahen Grundwasser

Aus dem silikatischen Ausgangsmaterial gehen größere Mengen an **gelöster Kieselsäure** (H_4SiO_4 , gemessen als SiO_2) in Lösung. Generell werden in Kristallingesteins-Gebieten Werte bis 30 mg/L beobachtet (MATTHEß 1994). Da die Silikatverwitterung ein kinetisch langsamer Prozess ist (Kap. 3.4.1, SIGG & STUMM 1996) und die Verwitterungsprodukte kontinuierlich ausgewaschen werden, wird für Silizium kein thermodynamisches Gleichgewicht erreicht. Die Reaktionszeit des Wassers mit dem Silikatgestein ist deshalb ausschlaggebend für die Silizium-Konzentration im Grundwasser (SIGG & STUMM 1996, HAINES & LLOYD 1985). Geringere Gehalte an Kieselsäure im Grundwasser weisen auf eine kurze Kontaktzeit des Wassers mit dem Gestein hin, so dass nur wenig Silizium in Lösung gehen kann. Grundwasser mit geringen Kieselsäuregehalten ist somit stark durch Niederschlagswasser geprägt, das selbst keine nennenswerten Kieselsäuregehalten aufweist (< 0,02 mg/L). So kann die Kieselsäure als Leitparameter oder Tracer für Niederschlagswasser bzw. oberflächennahes Wasser verwendet werden. Auch HOEG ET AL. (2000) haben in ihren Untersuchungen zur Differenzierung von Abflusskomponenten in Fließgewässern aus Gneisgebieten im Schwarzwald den Kieselsäuregehalt als natürlichen Tracer verwendet. Sie unterscheiden drei Abflusskomponenten: 1) Wasser mit einer geringen SiO_2 -Konzentration aus dem Uferbereich und Oberflächenabfluss, 2) Wasser mit einer mittleren SiO_2 -Konzentration aus periglazialen Schuttdecken mit hohen Durchlässigkeiten und 3) Wasser mit einer hohen SiO_2 -Konzentration aus der Gruszone und der tieferen Verwitterungszone im Festgestein, das durch geringe Durchlässigkeit und längere Aufenthaltszeit geprägt wird. (Werte zur Differenzierung der Komponenten werden leider nicht genannt.)

Im Untersuchungsgebiet treten Werte zwischen 5 und 20 mg/L gelöste Kieselsäure (als SiO_2 gemessen) im Grundwasser auf. Es können zwei Gruppen von Wässern nach der topographischen Höhenlage unterschieden werden (Abb. 5-21 und 5-22): Wässer mit Mittelwerten an gelöstem SiO_2 zwischen 5 und 7 mg/L, die sich in Gebieten über 800 m ü. NN befinden und Werte mit geogenen SiO_2 -Konzentrationen >7 mg/L in tieferen Lagen (Bestimmtheitsmaß der Höhenabhängigkeit: $R^2=0,72$). Im Bereich Böbrach liegen die Gehalte in den entsprechenden Höhenbereichen z.T. etwas höher, was auf den stärkeren Zersetz des Gesteins in der Mylonit-Zone zurückgeführt werden kann (BOD 49, 53, 47, 51, weiße Symbole in Abb. 5-22). Auch im Bereich der Vererzungszone am Silberberg (BOD 25, 36, durchsichtige Symbole in Abb. 5-22) sind die Gehalte an gelöster Kieselsäure erhöht. Möglicherweise besteht hier ein Zusammenhang mit der Lösung von SiO_2 -Ausfällungen aus ehemals tiefer zirkulierenden hydrothermalen Wässern in den alten Störungssystemen (Kap. 3.2.1). Durch die geringe Zahl an Messstellen in tieferen Lagen ist eine differenzierte Aussage über die Genese der höheren Kieselsäuregehalte jedoch schwierig. Da die tieferen Lagen jedoch auch außerhalb der Störungzonen mit feinkörnigeren Bodenformen korrelieren (Kap. 3.4.3), ist eine verstärkte Lösung von Kieselsäure an der größeren spezifischen Oberfläche der feinkörnigeren Gesteinsmatrix verbunden mit einer längeren Aufenthaltszeit bei geringerer Durchlässigkeit wahrscheinlich.

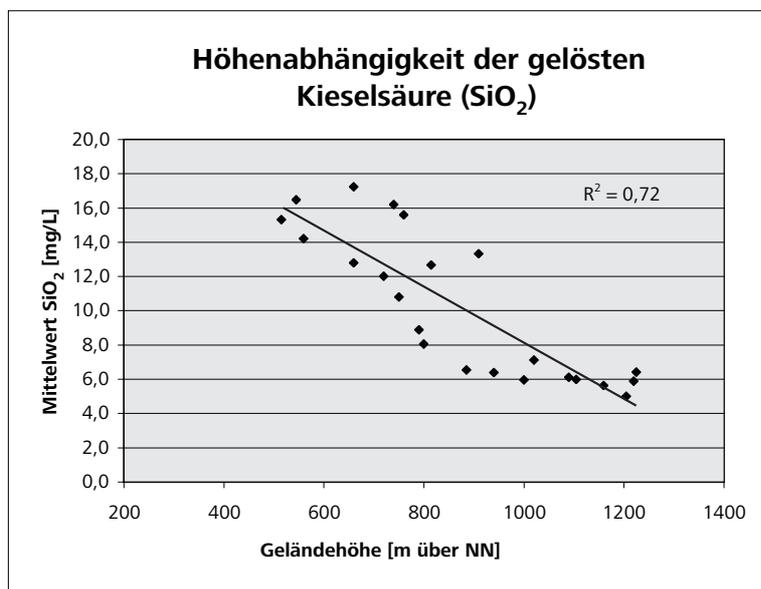


Abb. 5-21:
Höhenabhängigkeit
der gelösten
Kieselsäure (SiO_2)

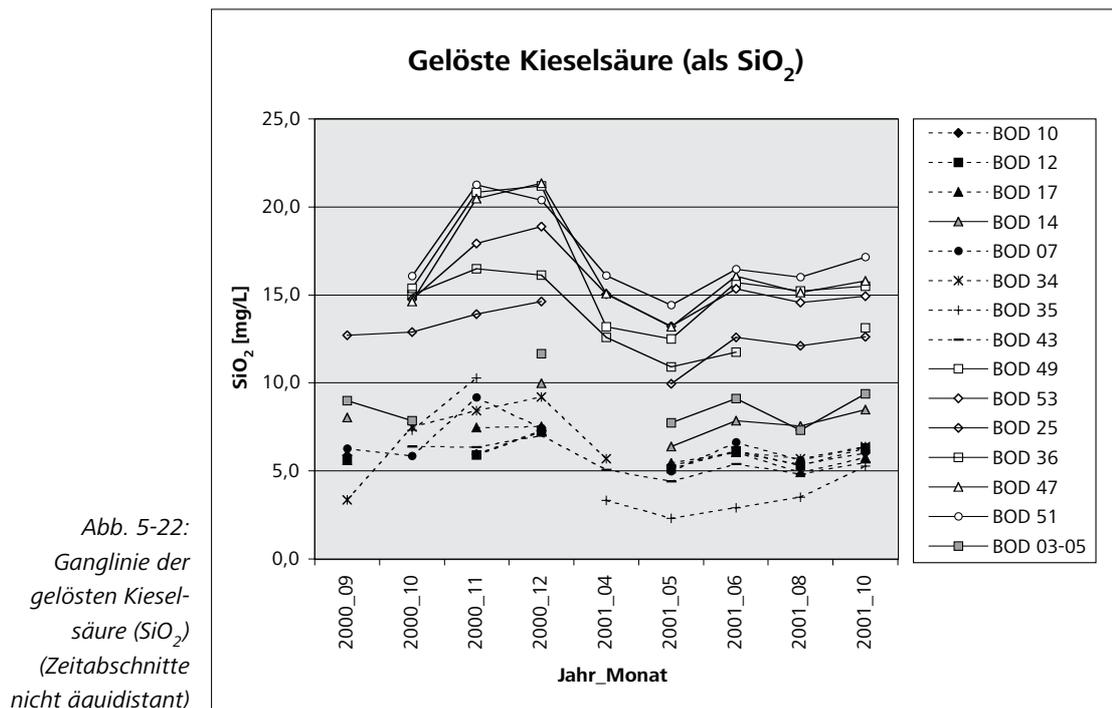


Abb. 5-22:
Ganglinie der
gelösten Kiesel-
säure (SiO_2)
(Zeitabschnitte
nicht äquidistant)

Der Jahresgang der SiO_2 -Konzentration (Abb. 5-22) spiegelt den Einfluss von Niederschlagswasser im oberflächennahen Grundwasser deutlich wider. Alle Messstellen weisen in etwa denselben saisonalen Verlauf auf, mit einem Maximum im späten Herbst und einem Minimum zur Zeit der Schneeschmelze. Das Maximum korrespondiert mit geringen Niederschlägen und einer geringen Quellschüttung. Das Minimum belegt den hohen Anteil von Niederschlagswasser, das durch die Schneeschmelze freigesetzt wird und einen höheren Abfluss in den Quellen zur Folge hat. Auch zur Zeit der sommerlichen Niederschläge wird ein relativ geringer Gehalt an gelöster Kieselsäure beobachtet. Der Gehalt an gelöster Kieselsäure ist also umgekehrt proportional zum Anteil von Niederschlagswasser im Grundwasser.

Nebeninhaltsstoffe und Spurenstoffe

Neben den oben genannten Hauptinhaltsstoffen wurden zahlreiche Nebeninhaltsstoffe und Spurenstoffe analysiert (Kap. 4.1, Daten in Anhang 13d). Die anionischen Verbindungen **Nitrit (NO_2^-)** und **Phosphat (PO_4^{3-})** lagen in allen Messstellen unterhalb der Nachweisgrenze von 0,1 mg/L. Gelegentlich findet man Spuren der Anionen **Fluorid** und **Bromid** im Bereich von 0,2 mg/L. Die Verteilung in den Messstellen ist unregelmäßig und kann weder der geologischen Situation noch der Höhenlage zugeordnet werden.

Gehalte an gelöstem **Aluminium** konnten in einigen Messstellen im Bereich zwischen 0,1 und 0,6 mg/L nachgewiesen werden. Die höheren Werte ($> 0,2$ mg/L) treten dabei nur selten in den Hochlagen des Arbergebietes auf. Die Löslichkeit des Aluminiums steigt mit sinkendem pH-Wert an. Nennenswerte Gehalte an gelöstem Aluminium treten in Wässern meist erst ab pH-Werten $< 4,0 - 5,0$ auf (SIGG & STUMM 1996). Im Arbergebiet wurden bereits bei pH-Werten $< 5,5$ erhöhte Aluminiumgehalte beobachtet. Im Raum Böbrach, wo die pH-Werte um 6,0 liegen, wurden keine erhöhten Aluminium-Gehalte festgestellt. Auch am Silberberg weisen nicht alle Messstellen erhöhte Aluminium-Gehalte auf.

Eisen ist wie Aluminium in den Metamorphiten in großer Menge vorhanden, wird aber bei der Verwitterung in wenig lösliche Fe-Oxide und -Hydroxide umgewandelt (Kap. 3.4.1). In sauerstoffhaltigen Wässern ist Eisen nicht oder nur in Spuren vorhanden. Bei Anwesenheit von Mikroorganismen, die durch Sauerstoffzehrung reduzierende Verhältnisse im Grundwasser schaffen, können jedoch Werte von Fe^{2+} zwischen 1 und 10 mg/L auftreten. Gelöstes Eisen (Fe_{tot}) wurde in den sauerstoffgesättigten Messstellen des oberflächennahen Grundwassers nicht nachgewiesen ($< 0,1$ mg/L). In der Messstelle BOD 35, deren Wasser aus einem Mooregebiet stammt, stark huminstoffhaltig ist und einen geringeren Sauerstoffgehalt aufweist, wurden Werte bis 0,3 mg/L beobachtet. Die Metalle **Mangan** und **Zink** konnten im natürlichen Grundwasser nicht $> 0,05$ mg/L nachgewiesen werden.

Bei den Metallen, die im Bereich $\mu\text{g/L}$ nachgewiesen werden können, wurden Spuren von gelöstem **Arsen** (As_{tot}) (bis 0,1 $\mu\text{g/L}$) in fast allen Messstellen nachgewiesen. Es wird wahrscheinlich aus arsenhaltigen Sulfiden im Gestein gelöst. Bei den gegebenen Eh/pH-Bedingungen dürfte das Arsen in Form von H_2AsO_4^- vorliegen (HEM 1977b). Gelöstes **Cadmium** und **Cobalt** wurde vorwiegend in den Messstellen der Hochlagen des Arbergebietes nachgewiesen, wobei Konzentrationen von 0,02 bis 0,14 $\mu\text{g/L}$ Cadmium und 0,05 bis 0,5 $\mu\text{g/L}$ Cobalt beobachtet wurden. Beide Metalle werden oft in Zusammenhang mit Vererzungen beobachtet und dürften im Arbergebiet aus Erzspuren in den Metamorphiten gelöst werden. Beide Metalle treten auch am Rande der Vererzung am Silberberg (BOD 24, 25) in Konzentrationen von 0,5 – 1,5 $\mu\text{g/L}$ hervor. Das Auftreten der beiden Metalle, besonders in den von sauren atmosphärischen Einträgen geprägten Höhenlagen, weist auf eine Mobilität hin, die mit sauren Bedingungen in Zusammenhang steht. Das in Magmatiten relativ häufige Metall **Chrom** wird in zahlreichen Wässern mit Werten bis 3 $\mu\text{g/L}$ beobachtet. Auch gelöstes Chrom tritt bevorzugt in den sauren Wässern der Hochlagen auf. Nach HEM (1977a, 1985) ist es generell in Spuren bis 10 $\mu\text{g/L}$ weit verbreitet.

Kupfer und **Nickel** treten in nahezu allen gemessenen Wasserproben auf. Kupfer wird meist in Werten < 1 $\mu\text{g/L}$ gemessen, Werte bis 8 $\mu\text{g/L}$ werden beobachtet. Kupfer ist ein häufiges Element der Lithosphäre und tritt als Sulfat, Oxid oder Hydroxycarbonat auf. In sauerstoffhaltigen Wässern mit gelöstem CO_2 kommt häufig ein sehr stabiles $\text{Cu-CO}_3(\text{aq})$ -Ionenpaar vor (HEM 1977a). Unter oxidierenden Bedingungen geht das Kupfer vor allem aus Sulfid-Erzen als Sulfat in Lösung (MATTHEB 1994). Geringe Mengen an gelöstem Kupfer können auch durch den Niederschlag eingebracht werden (Kap. 5.1.2). Das Vorkommen von Kupfer im

Untersuchungsgebiet zeigt keine Abhängigkeit von der Höhenlage. Der Maximalwert von 11,0 µg/L wurde in einem stark huminstoffhaltigen und stark sauren (pH 4,8) Bach in 1 300 m Höhe (BOD 66) gemessen. In der Messstelle aus Moorwasser (BOD 35) konnte hingegen kein erhöhter Wert beobachtet werden (0,9 µg/L). Kupfer tritt zudem verstärkt im Grundwasser am Rande der Vererzung auf (Werte bis 4 µg/L). Auch Nickel ist in Metamorphiten weit verbreitet und häufig an Vererzungen gebunden. In den Wässern des Untersuchungsgebietes tritt es meist nur in Werten < 1 µg/L auf und zeigt keine orographische Abhängigkeit. Auch hier wurde ein Maximalwert im huminstoffreichen Bachwasser beobachtet (2,6 µg/L), wohingegen im Grundwasser aus dem Moorgebiet nur 0,9 µg/L beobachtet wurden. Nach ARENDS ET AL. (1987) scheint eine höhere Löslichkeit bei tieferen pH-Werten zu bestehen. Am Rande der Vererzung tritt es in erhöhten Konzentrationen (bis 10 µg/L in der Quelle BOD 36 im Stollen) auf.

Auch Spuren von **Blei** werden in zahlreichen Messstellen beobachtet. Blei kann in Metamorphiten anstelle von Kalium in Silikate eingebaut werden und als Erzmineral (meist als Bleisulfid PbS) auftreten. In den untersuchten Wässern tritt es unabhängig sowohl von der Höhenlage als auch von der geologischen Situation auf. Spuren finden sich in allen Messstellen bis 1 µg/L. Im Moorwasser werden erhöhte Konzentrationen von 2,3–3,2 µg/L beobachtet, was auf die reduzierenden Bedingungen und den tiefen pH-Wert in diesem Milieu zurückzuführen ist. Kolloider Transport an organischem Material kann ebenfalls eine Rolle spielen. Auch ein Eintrag von Blei durch anthropogene Luftverunreinigung ist möglich (2 µg/L und 43 µg/L werden im Regen- und Nebelniederschlag beobachtet, Kap. 5.1.2). Angesichts der geringen Gehalte an gelöstem Blei in den untersuchten Wässern ist der Eintrag jedoch von geringer Bedeutung.

5.3.3 Tieferes Grundwasser

In Kristallingesteins-Gebieten werden weltweit ab Tiefen von 1–2 km höher mineralisierte Tiefenwässer beobachtet (LODEMANN 1993, GASCOYNE & KAMINENI 1993, STOBER 1995). Auch im Nordostbayerischen Grundgebirge bzw. in der Böhmisches Masse kommen zahlreiche Mineral-, Thermal- und Heilwässer vor, wie beispielsweise in Karlsbad und Franzensbad auf tschechischer Seite sowie Sibyllenbad und Kondrau auf deutscher Seite (CARLÉ 1966, QUENTIN 1970, STETTNER 1971, DVOŘÁK 1998, HANZLÍK & KRÁSNÝ 1998, JAKES & KRÁSNÝ 1998, BÜTTNER 2004). Die Wässer sind in ihrem Chemismus alle ähnlich, so dass ein weltweiter genetischer Zusammenhang vermutet wird (LODEMANN 1993). Die eigentliche Genese der Wässer ist jedoch noch nicht vollständig geklärt. Meist sind sie an tiefreichende Störungszonen gebunden, an denen ein Aufstieg aus tieferen Reservoirs möglich ist. Eine Migration der hochsalinaren Wässer in höhere Bereiche wird durch Extension und Hebung in der Oberkreide vermutet. In der Vorbohrung der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB-VB) in der Oberpfalz wurden in einem Tiefenbereich von 2100 m erste salinare Zuflüsse beobachtet, die jedoch erst ab einer Tiefe von 3000 m an Bedeutung gewinnen (LODEMANN ET AL. 1990, LODEMANN 1993). Bei den hoch salinaren Wässern (sog. »Brines«) handelt es sich meist um Na-Ca-Cl-Wässer. Oft ist auch der Sulfatanteil erhöht (LODEMANN 1993, BÜTTNER 2004). Der Kalziumgehalt wird mit einer Anreicherung über Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen von ursprünglich reinen Na-Cl-Fluiden in Zusammenhang gebracht. Höhere Sulfatgehalte sind oft an Vererzungszonen gebunden. Hohe Chloridgehalte werden auch bei Fluideinschlüssen angetroffen, die eine Aufkonzentration des Chlorids bis 5, maximal 20 g/L ermöglichen (NORDSTROM ET AL. 1985). Die Tiefenwässer im Kristallin, wie beispielsweise die Fluide in der KTB-VB, weisen jedoch oft Werte über 40 g/L auf, so dass Fluideinschlüsse nur einen Teil des Ursprungs der extrem hohen Chloridwerte erklären können (LODEMANN 1993). Nach STOBER (1995) nimmt der Natriumgehalt mit der Tiefe auf Kosten des Kalziums zu. Hydrogencarbonat und Sulfat steigen zunächst mit der Tiefe an, nehmen jedoch in größeren Tiefen (> 3 000 m) wieder ab, während Chlorid zunehmend an Bedeutung gewinnt. Häufig werden hohe Gasgehalte (CO₂, N₂, CH₄) beobachtet.

Nach STOBER (1995) werden bis etwa 300 m unter Gelände geringer mineralisierte Wässer mit sehr heterogener chemischer Zusammensetzung beobachtet. Dabei werden Ca-HCO₃-Wässer mit einem erhöhten Natrium-, Chlorid- und Sulfatgehalt beobachtet. Chlorid bleibt dabei jedoch < 200 mg/L. Häufig handelt es sich um eine Mischung von oberflächennahem und tieferem Grundwasser, das entlang von tiefreichenden Störungszonen oder am Kontaktbereich von intrudierten Graniten zum umliegenden Gestein vertikal aufsteigt und in höhere Grundwasserleiter zutritt (BREUER 1997, BENDER 2000).

Im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz (Waldnaab-Gebiet) beobachtete BREUER (1997) Wässer mit einer Leitfähigkeit von 500 bis 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, die im Bereich der Kreuzungszone zweier Kluftsysteme des Egergrabens vermutlich aus einem größeren Einzugsgebiet im Untergrund aufsteigen (Q 6139/1 und Q 6140/1 in Anhang 13). BENDER (2000) hat ähnliche Wässer in einem Quellsystem bei Rötz (Oberpfalz) beobachtet, die eine Mineralisierung um 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aufweisen (RÖ 5A in Anhang 13). Hier steigen vermutlich höher mineralisierte, chloridhaltige Wässer am Rande eines Granit-Plutons auf und vermischen sich in den oberflächennahen Schichten mit oberflächennahem Grundwasser und Interflow. In beiden Gebieten handelt es sich um Ca-Mg-Wässer mit erhöhtem Chloridgehalt. Im Wasser von Q 6139 wird auch ein erhöhter Gehalt an Natrium und Sulfat beobachtet (Abb. 5-23 und 5-24). Der erhöhte Nitratwert in Q 6140/1 ist vermutlich auf landwirtschaftliche Aktivitäten zurückzuführen.

Im Untersuchungsgebiet und in der näheren Umgebung wird »tieferes« Grundwasser nur in einem Flachbrunnen in Brenness (35 m Tiefe) und in sechs Flachbrunnen im Raum Regen (20–48 m Tiefe) angetroffen. Der Brunnen in Brenness konnte nur einmal durch das Bayerische Geologische Landesamt beprobt werden (Messstelle BW 39, Anhang 13, BÜTTNER & VORNEHM 2005). Die Mineralisierung ist bei einer Leitfähigkeit von 148 $\mu\text{S}/\text{cm}$ nur leicht erhöht. Es handelt sich um ein Wasser vom Ca-Mg- HCO_3 - SO_4 -Typ, in dem reduzierende Verhältnisse herrschen (Abb. 5-23 und 5-24, Abb. 5-25). Neben geringen Gehalten von Eisen (0,1 mg/L) und Mangan (0,9 mg/L), die auch in anderen Brunnen im Kristallin bei reduzierenden Verhältnissen angetroffen werden, werden Nitrit und Ammonium als Folge der Denitrifikation beobachtet (BÜTTNER 2004). An Spurenstoffen kommen geringe Gehalte (1 $\mu\text{g}/\text{L}$) von Cadmium, Cobalt und Chrom vor. Die Gehalte an Kupfer und Nickel liegen bei 1,7 bzw. 1,6 $\mu\text{g}/\text{L}$.

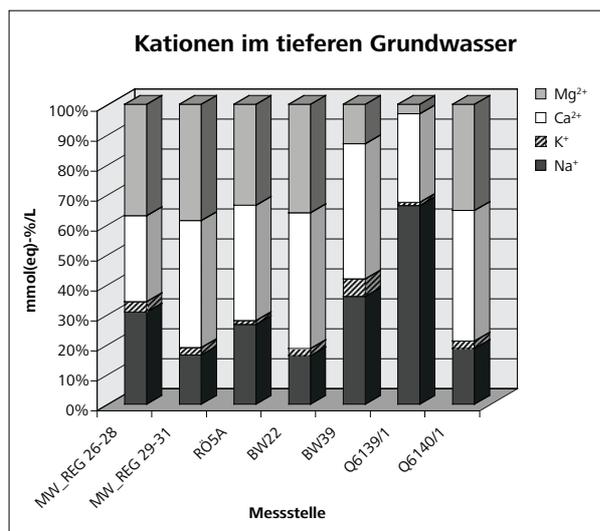


Abb. 5-23: Kationen im tieferen Grundwasser

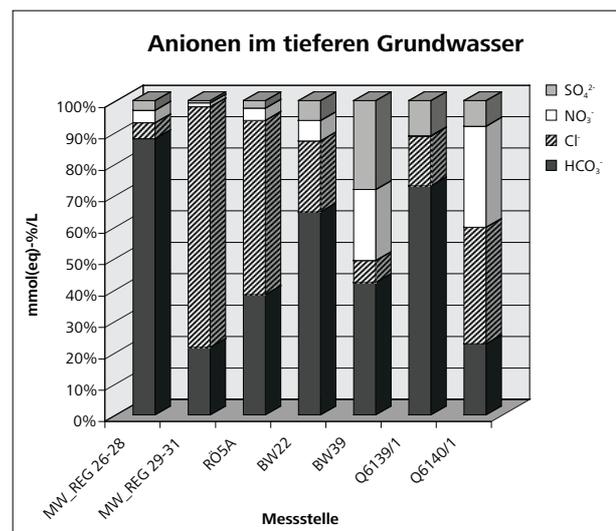


Abb. 5-24: Anionen im tieferen Grundwasser

Bei Regen sind zwei verschiedene Quellgebiete (Neusohl und Langdorfer Senke) zur Trinkwasserversorgung erschlossen, die im Rahmen des LOWRGREP-Projektes untersucht wurden (Messstellen REG 26, 27, 28 = Quellgebiet Neusohl und REG 30, 31, 32 = Quellgebiet Langdorfer Senke) (Anhang 13 sowie LAUTENSCHLAGER 2002). Der pH-Wert der Brunnen liegt mit 6,0 bis 6,5 relativ hoch und entspricht dem pH-Wert-Bereich von Quellwasser in tieferen Lagen (Kap. 5.3.2). Im Quellgebiet Neusohl liegt die Leitfähigkeit zwischen 65 und 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und ist somit gegenüber dem geogenen Hintergrund leicht erhöht. Mit der Schneeschmelze wird eine Verdünnung beobachtet, die auf klimatische Einflüsse hinweist. Auch der Kieselsäuregehalt weist Schwankungen auf. Es handelt sich durchweg um Erdalkali-Hydrogencarbonat-Wässer (Abb. 5-23 und 5-24, Abb. 5-25). Der Chlorid-Wert liegt mit 3 bis 6 mg/L nur leicht über dem geogenen Hintergrundwert des oberflächennahen Grundwasserleiters (< 3 mg/L). Der Sulfatgehalt zeigt keine Auffälligkeiten. Im Quellgebiet Langdorfer Senke werden stark erhöhte Leitfähigkeiten von 200 bis 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ beobachtet, die mit hohen Chloridgehalten bis zu 200 mg/L einhergehen. Durch die Lage der Brunnen in unmittelbarer Nähe einer stark befahrenen Straße werden mögliche Einflüsse von chloridhaltigem, tieferem Grundwasser durch den Eintrag von Auftausalzen maskiert (LAUTENSCHLAGER 2002). Auf der Kationen-Seite dominieren hingegen

statt des Natriums die Erdalkalien. Dies ist möglicherweise auf Ionenaustausch-Prozesse an Tonmineralien in der Boden- und Verwitterungszone zurückzuführen (REHFUESS 1990).

Tieferes Grundwasser ist im etwa 10 km entfernten Ort Zwiesel in einem 100 m tiefen Brunnen erschlossen (BW 22, Zwiesel Erlebnisbad), das ebenfalls im Oktober 2000 vom Bayerischen Geologischen Landesamt beprobt wurde (BÜTTNER & VORNEHM 2005). Hier wird ein deutlich erhöhter Chloridwert von im Mittel 28 mg/L bei einer Leitfähigkeit von 235 $\mu\text{S}/\text{cm}$ beobachtet. Es handelt sich um ein Ca-Na-HCO₃-Cl-Wasser (Abb. 5-23 und 5-24, Abb. 5-25; Anhang 13). Eine Beeinflussung von Straßensalzung wird hier ausgeschlossen, so dass der Chloridgehalt geogenen Ursprungs ist. Neben geringen Gehalten an Phosphat, Chrom und Nickel wird ein erhöhter Kupferwert (183,4 $\mu\text{g}/\text{L}$) beobachtet. Der Sulfatwert mit 13,9 mg/L (Mittelwert) liegt im Bereich der oberflächennahen Wässer, die von erhöhten Sulfidgehalten im Untergrund beeinflusst sind. Das Wasser spiegelt am besten die Verhältnisse im tieferen Grundwasser im Gneisgebiet wider. Im Gegensatz zu Granitgebieten ist in reinen Gneisgebieten ein vertikaler Aufstieg von Tiefenwasser durch die geringere Klüftung des duktilen Gesteins und durch seine geringere Durchlässigkeit gehemmt, weshalb die Unterschiede zum oberflächennahen Grundwasser weniger stark ausgeprägt sind (BENDER 2000).

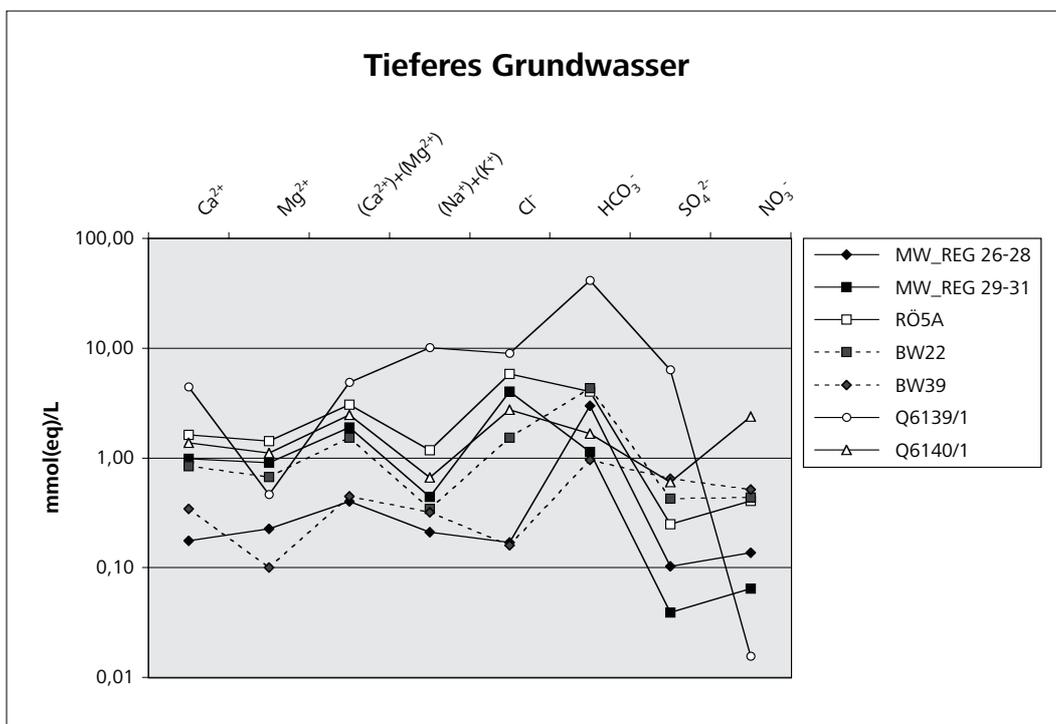


Abb. 5-25: Tiefes Grundwasser im Diagramm nach SCHOELLER (1962)

5.3.4 Anthropogene Beeinflussung der Grundwasser-Beschaffenheit

Neben der bereits erwähnten anthropogenen Beeinflussung des oberflächennahen Grundwassers durch saure atmosphärische Deposition (Kap. 5.1.2, 5.3.2) finden im Gebiet zahlreiche anthropogene Tätigkeiten statt, die die Beschaffenheit des Grundwassers beeinträchtigen können (BENDER ET AL. 2003A). Besonders betroffen ist dabei das oberflächennahe Grundwasser, das durch fehlende Deckschichten gegen anthropogene Einträge wenig geschützt ist. Anthropogene Tätigkeiten im Gebiet sind Land- und Forstwirtschaft, Siedlung und Verkehr, Tourismus sowie Einflüsse durch ehemaligen Bergbau.

Eine anthropogene Beeinflussung der Grundwasserqualität lässt sich bereits an der spez. elektr. Leitfähigkeit erkennen. Bei der allgemein geringen Mineralisierung des Grundwassers machen sich bereits geringe zusätzliche Einträge schnell bemerkbar. Im Gebiet weisen Werte $>80 \mu\text{g}/\text{L}$ verbunden mit einer deutlichen Schwankung im Jahresgang auf eine anthropogene Beeinflussung hin (Abb. 5-17 b, Kap. 5.3.2). Beispielsweise bewirkt der Eintrag von winterlicher Straßensalzung mit der Schneeschmelze in der Messstelle BOD 58

eine Erhöhung um $50 \mu\text{S}/\text{cm}$. In anderen Fällen, beispielsweise beim Eintrag von Düngemitteln (BOD 57) oder im Einflussbereich von Drainagewasser aus Abraumhalden des ehemaligen Bergbaus (BOD 11), wird die Leitfähigkeit durch Verdünnungseffekte (z. B. durch Schneeschmelzwasser) verringert. Während die kationischen Inhaltsstoffe des Wassers meist von der Charakteristik des Aquifermaterials geprägt sind, lassen sich anthropogene Einträge an den anionischen Inhaltsstoffen gut erkennen.

Im folgenden werden die Einflüsse aus den anthropogenen Tätigkeitsbereichen Forstwirtschaft, Landwirtschaft und Verkehr aufgezeigt. Dem Einfluss durch den ehemaligen Bergbau am Silberberg ist Kap. 6 gewidmet.

Forstwirtschaft

Da die Landnutzung im Untersuchungsgebiet von Wald dominiert wird (Kap. 3.1.2), kommt der forstwirtschaftlichen Nutzung eine große Bedeutung zu. Anbauformen, die forstwirtschaftliche Praxis und der Zustand der Wälder spielen dabei auch für Grund- und Sickerwasser eine Rolle (REHFUESS 1986). In Böden unter Fichtenanbau wird eine pH-Depression im Sicker- und Bodenwassers beobachtet, die sich bis $> 50 \text{ cm}$ Tiefe auswirken kann (FIEDLER 1979). Meist ist der niedrige pH-Wert gekoppelt mit einem Rückgang der Basensättigung und einem Anstieg von austauschbarem Aluminium im Boden. Im Vergleich zum Laubwald produzieren Nadelwälder schwer zersetzbare Streu, wodurch ungünstige Auflagenhumus-Formen entstehen (Rohhumus), die vermehrt wasserlösliche und mobile organische Säuren freisetzen (REHFUESS 1990, GULDER & KÖLBEL 1993). Mit dem Sickerwasser werden sie in tiefere Bodenschichten transportiert und fördern somit nicht nur die Versauerung der Böden sondern unter Umständen auch die Grundwasser-Versauerung, wenn auf dem Sickerweg keine ausreichende Pufferung stattfindet. Zudem werden durch die größere spezifische Oberfläche der Nadeln und durch die ganzjährige Vegetationszeit verstärkt Schadstoffe durch nasse und trockene Deposition ausgefiltert. Durch Abspülen der deponierten Schadstoffe von den Nadeloberflächen mit dem Bestandsniederschlag gelangt auch vermehrt Sulfat und Nitrat mit dem Sickerwasser in tiefere Bodenschichten (ULRICH ET AL. 1981).

Erhöhte Nitratwerte werden in den intensiv forstwirtschaftlich genutzten Waldgebieten auf der Süd-West-Seite des Arber-Gebirgszugs in Messstellen beobachtet, in deren Einzugsgebiet sich Kahlschlagflächen, Windwurfflächen oder wegen Borkenkäferbefall abgestorbene Bestände befinden (BOD 17, 34). In den Jahren 1995 – 1999 wurde in den Hochlagen des Arbergebietes mehrfach Befall durch Borkenkäfer beobachtet und – anders als im Nationalpark Bayerischer Wald – durch Abholzen der befallenen Bäume bekämpft, so dass nur Löcher im Bestand entstanden und ein großflächiges Absterben der Wälder verhindert wurde. Auch durch die Anpflanzung von nicht standortgerechten Fichten aus tieferen Lagen in Hochlagegebieten wurde vermehrt eine Schädigung der Vegetationsdecke durch Schneebruch und Windwurf hervorgerufen (mündl. Mitt. Forstamt Bodenmais). Durch das Absterben der Bäume kann Nitrat mobilisiert werden, das nicht mehr von der Vegetation gespeichert wird. Auch HAAG ET AL. (1999) berichten im Nationalpark Bayerischer Wald von einem Anstieg der Nitratwerte im Oberflächen- und Interflow-Wasser nach Borkenkäferbefall. Die Messstellen BOD 17 und 34 weisen mit Mittelwerten der Nitratkonzentration von $5,6$ bzw. $6,4 \text{ mg}/\text{L}$ nur leicht erhöhte Werte im Vergleich zu anderen Messstellen der Höhenlagen auf, so dass ein deutlicher Anstieg der Nitratwerte nicht verzeichnet werden kann (BOD 12, 20 – 22: $< 5 \text{ mg}/\text{L}$; Anhang 13c) (Abb. 5-26).

Nach REHFUESS (1990) kann über die Wirkung von Kahlschlagflächen auf die Bodenprozesse und Bodeneigenschaften, und somit auch auf die Wirkung auf das Grundwasser, keine generelle Aussage getroffen werden, da die Auswirkungen standortspezifisch stark schwanken und von der Bewirtschaftungsart und der Entwicklung des Folgebestands abhängig sind. Bei nitrifizierenden Böden werden jedoch erhöhte Nitratwerte in den Vorflutern beobachtet, die etwa zwei Jahre nach dem Kahlschlag oder Absterben der Bäume auftreten. Es wird ein Anstieg von $1 - 5 \text{ mg}/\text{L}$ beobachtet, der etwa $6 - 8$ Jahre anhält. Zusammen mit dem mobilen Nitrat werden aus den Böden auch die Basenkationen Kalzium und Magnesium sowie Aluminium ausgewaschen. DIDON-LESCOT ET AL. (1998) haben in einem Fichtenanbaugesamt im Einzugsgebiet Mont-Lozère (Südost-Frankreich) nach Borkenkäferbefall, der mit dem Absterben des Bestands ähnliche Folgen für das Ökosystem hat wie Kahlschlag- oder Windwurf, erst nach 14 Jahren eine Normalisierung der Inhaltsstoffe im Bachwasser beobachtet, wobei ein Nettoaustrag von $98 \text{ kg N}/\text{ha}$ festgestellt wurde.

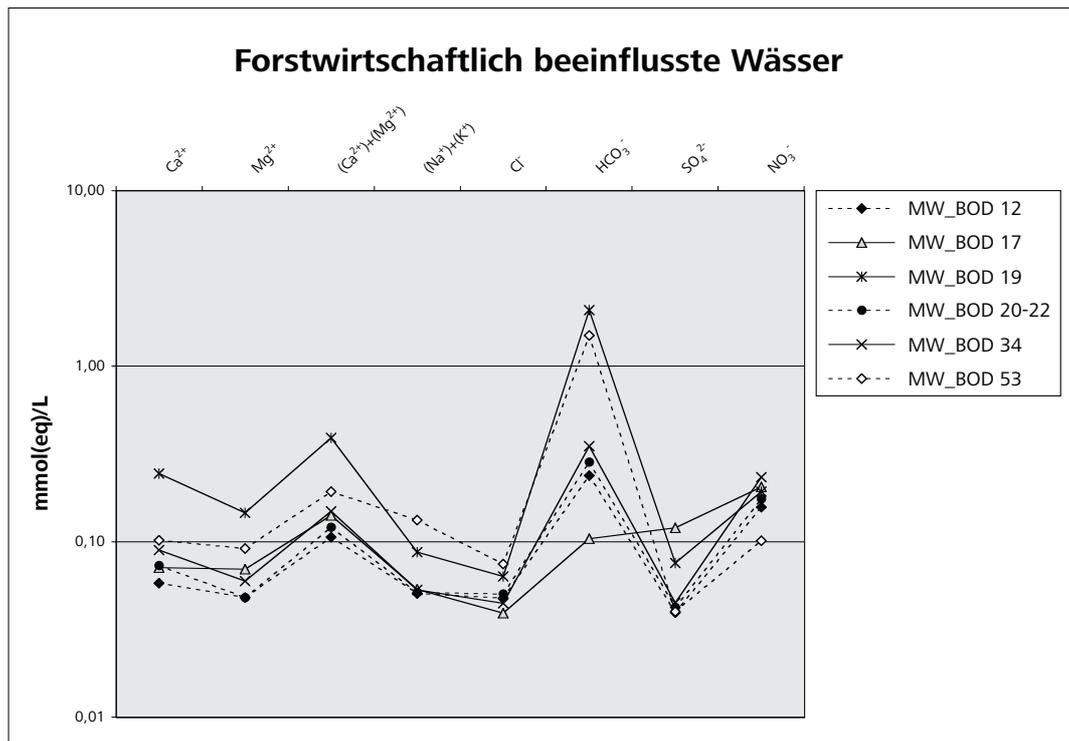


Abb. 5-26: Forstwirtschaftlich beeinflusste Wässer im Diagramm nach SCHOELLER (1962)

Wegen des Auftretens von neuartigen Erkrankungen an Fichtenbeständen in den Hochlagen der kristallinen Mittelgebirge Anfang der 80er Jahre, die mit Versauerungserscheinungen und Nährstoffmangel in Verbindung gebracht wurden, wurden zahlreiche Untersuchungen und Versuche zu Waldkalkungsmaßnahmen durchgeführt (ALDINGER 1987, HOFMANN-SCHIELLE 1988, ZOLLNERT 1995). In den Höhenlagen der SW-Seite des Großen Arbers > 1100 m ü. NN wurde im Jahr 1999 eine intensive Waldkalkung durchgeführt (mündl. Mitt. Forstamt Bodenmais). Es wurde Ca-Mg-Carbonat mit Flugzeugen ausgebracht, wobei Quellgebiete (obere Bachläufe und Wasserschutzgebiete) ausgespart wurden. In der ungenutzten Quelle BOD 34 und einem für die Trinkwasserversorgung nicht genutzten Schachtbrunnen (BOD 19) im Bereich des Langlaufzentrums am Bretterschachten werden für die Höhenlage ungewöhnlich hohe pH-Werte von 6,2 bzw. 6,7 beobachtet. Auch die Konzentration von Hydrogencarbonat ist in BOD 34 leicht und in BOD 19 mit einem Mittelwert von 18,7 mg/L stark erhöht (Abb. 5-26; Anhang 13). Die korrespondierenden Kationen Ca²⁺ und Mg²⁺ sind in BOD 19 ebenfalls stark erhöht, in BOD 34 nicht wesentlich höher als in anderen Messstellen der Höhenlagen. Beim Bau der Gebäude des Langlaufzentrums wurde sandiger Grus im Untergrund beobachtet (mündl. Mitt. Leitung LLZ Bretterschachten). Die Werte von HCO₃⁻ und Ca²⁺ der Messstelle BOD 19 liegen jedoch noch deutlich über den Werten aus der Böbracher Mylonitzzone (BOD 53). In BOD 34 sind die Werte im Vergleich zu Quellen im geologisch und orographisch vergleichbaren Gebiet (BOD 12, 20–22) nur leicht erhöht. So kann angenommen werden, dass sich die Waldkalkung im oberflächennahen Grundwasser nachhaltig bemerkbar macht, wobei der Effekt in der Quelle BOD 34 durch geringeres Speichervermögen des Untergrundes bereits abgeklungen ist. Da das Grundwasser in den meisten ungenutzten Quellen diffus aus dem Untergrund an die Oberfläche sickert und Bachläufe erst nach einer gewissen Entfernung vom eigentlichen Quellgebiet entstehen, ist es denkbar, dass bei der Waldkalkung aus der Luft, bei der nur die oberen Bachläufe als »Quellgebiete« ausgespart werden, das Einzugsgebiet der ungenutzten Quelle BOD 34 mitgekalkt wurde. Durch die Kalkung wird die Mineralisation von organischem Stickstoff im Boden beschleunigt, wodurch das mobile Anion Nitrat freigesetzt und zusammen mit den Kationen Kalzium, Magnesium, Aluminium oder mit Schwermetallen ausgewaschen wird. Der Einfluss auf das Sickerwasser hält nach REINWALD (1987) etwa 5–18 Jahre an. Auch Quellwasser und Oberflächengewässer werden beeinflusst wobei die Nitratspitzen in kleineren Bächen 2 bis 3 Jahre anhalten (MATZNER 1985). Ein erhöhter pH-Wert wurde von ALDINGER (1987) im Schwarzwald im Auflagenhumus und Mineralboden bis 40 cm Tiefe 8 bis 19 Jahre lang beobachtet.

Eine weitere Beeinflussung der Wasserqualität in intensiv forstwirtschaftlich genutzten Waldgebieten ist durch den Einsatz von schweren Arbeitsmaschinen denkbar (REHFUESS 1990). Im Arbergebiet wurden starke Veränderungen der Bodendecke und Ölsuren durch Maschinen beobachtet.

Landwirtschaft

Landwirtschaftliche Nutzung konzentriert sich im Untersuchungsgebiet auf die Tallagen. Eine Messstelle südöstlich von Böbrach, die von landwirtschaftlich intensiv genutzter Grünlandfläche umgeben ist, weist bereits durch die ganzjährig hohe Leitfähigkeit von 190–276 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf eine deutliche anthropogene Beeinflussung hin (BOD 57). Der Nitratwert erreicht im Mittel 58,23 mg/L. Der Jahresgang zeigt ein deutliches Maximum von Juni bis August, das mit einem Maximum der spez. elektr. Leitfähigkeit korreliert (Abb. 5-27). Das Minimum im April wird durch die Verdünnung mit Schneeschmelzwasser hervorgerufen.

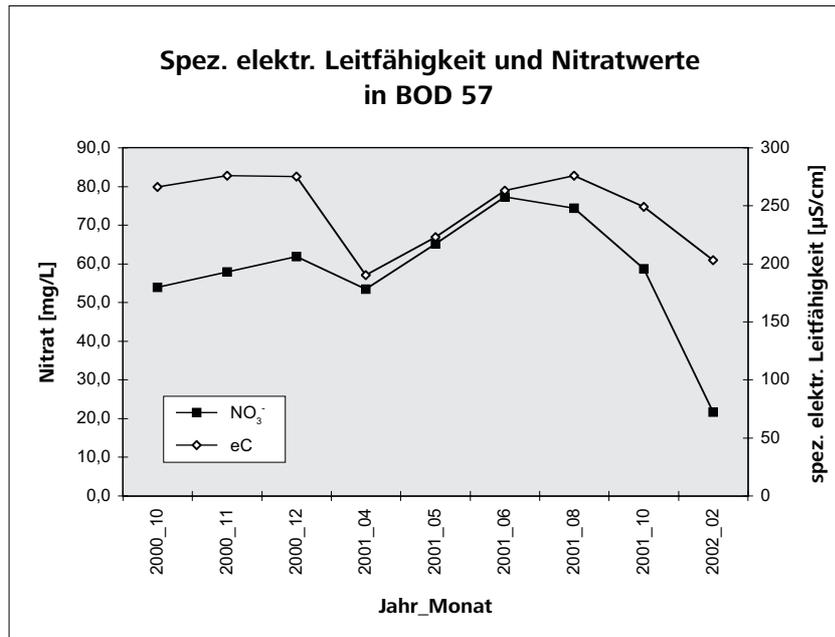


Abb. 5-27: Ganglinie von Nitrat und spez. elektr. Leitfähigkeit in der Messstelle BOD 57 (Zeitabschnitte nicht äquidistant)

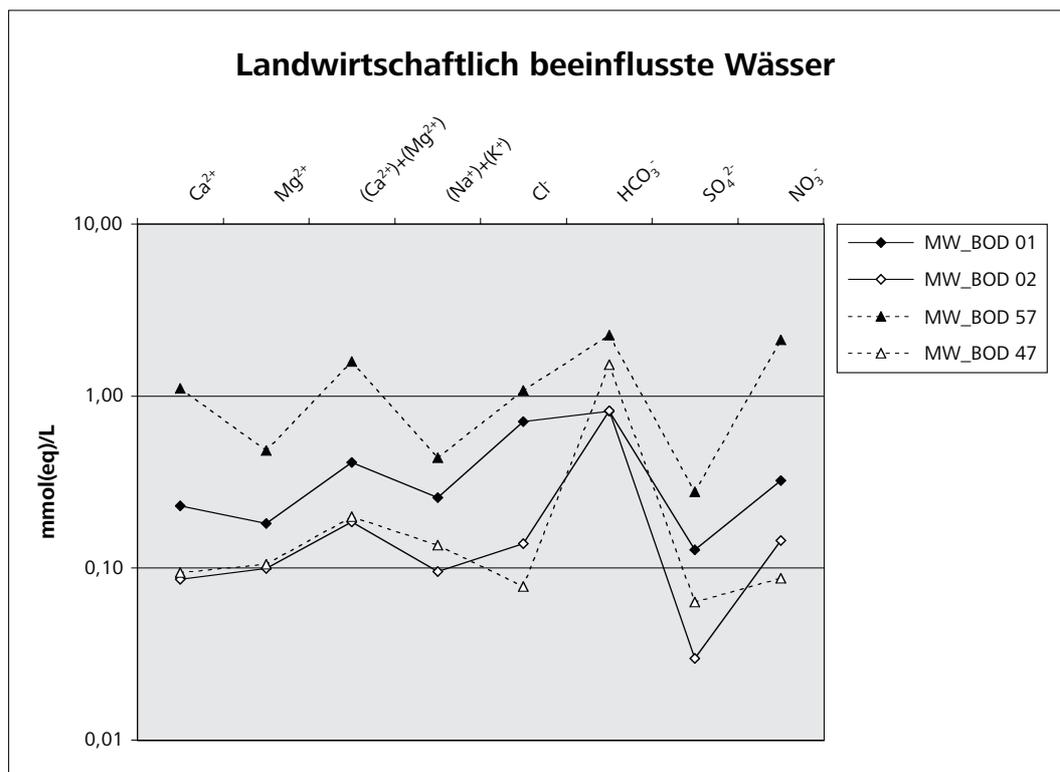


Abb. 5-28: Landwirtschaftlich beeinflusste Wässer im Diagramm nach SCHOELLER (1962)

Neben Nitrat sind auch die wichtigen Pflanzennährstoffe K^+ , Ca^{2+} und Mg^{2+} , die mit Mineraldüngern dem Boden zugeführt werden, im Vergleich zu einer landwirtschaftlich nicht beeinflussten Messstelle im Raum südöstlich von Böbrach (BOD 47) deutlich erhöht (Abb. 5-28, gestrichelte Linien). Auch eine Erhöhung von Sulfat und Chlorid, die ebenfalls in mineralischen Düngern vorhanden sind, wird beobachtet. Auch im Raum Bodenmais (Abb. 5-28, durchgezogene Linien) werden in einer Messstelle (BOD 01) leicht erhöhte Nitratwerte bei einem Mittelwert von 8,9 mg/L beobachtet. Der Wert ist jedoch im Vergleich zu den umgebenden Messstellen nur geringfügig erhöht (Werte < 5 mg/L). Wie in der nahe gelegenen landwirtschaftlich nicht beeinflussten Messstelle BOD 02 liegen auch hier die Gehalte der Kationen-Nährstoffe sowie von Sulfat und Chlorid höher, jedoch in einem wesentlich geringeren Maße als in der Messstelle BOD 57. Falls ein Zustrom von Wasser aus landwirtschaftlich genutzten Flächen besteht, ist er hier deutlich geringer.

Verkehr

Durch das Gebiet führen mehrere wichtige Verbindungsstraßen (Staatsstraßen Viechtach–Bodenmais–Zwiesel, und Teisnach–Böbrach–Bodenmais–Bayerisch Eisenstein–CZ). Aufgrund von starkem Frost und hohen Schneemengen werden in den Wintermonaten große Mengen Auftausalze aufgebracht. Meist handelt es sich um NaCl-Salze, es können aber auch KCl-, $MgCl_2$ - oder $CaCl_2$ -Salze zum Einsatz kommen. Im Untersuchungsgebiet wurde in zwei Messstellen, die sich unmittelbar unterhalb von stark befahrenen Straßen befinden, ein deutlicher Einfluss der Straßensalzung mit erhöhten Na^+ und Cl^- -Werten und erhöhter spez. elektr. Leitfähigkeit beobachtet (BOD 58 und 40). Auch in anderen Messstellen (BOD 02) ist ein Einfluss der winterlichen Straßensalzung in erhöhten Cl^- -Werten sichtbar (Abb. 5-29, weiße Symbole stellen unbeeinflusste Wässer dar). In der Messstelle BOD 58, in deren Einzugsgebiet sich die Staatsstraße Bodenmais–Bayerisch Eisenstein befindet, wird ein Mittelwert von 18,8 mg/L Chlorid bei einer mittleren Leitfähigkeit von 84 $\mu S/cm$ beobachtet. Während der Schneeschmelze im April 2001 stieg der Chloridgehalt auf 36,5 mg/L bei einer Leitfähigkeit von 107 $\mu S/cm$ an. Das rasche Absinken der Chloridkonzentration im Mai auf 18,48 mg/L weist auf ein geringes Speichervermögen des Untergrunds und eine schnelle Auswaschung des Salzes hin. Die Leitfähigkeit ist allerdings ganzjährig erhöht (Abb. 5-17 b, Kap. 5.3.2) mit einem Minimum von 61 $\mu S/cm$ im Dezember 2000, das noch deutlich über dem für die Lage üblichen Wert von < 40 $\mu S/cm$ liegt. In der Messstelle BOD 40, die sich etwa 50 m neben der Staatsstraße auf dem flachen Sattel am Bretterschachten befindet, liegt der Chlorid-Wert hingegen das ganze Jahr über mit 35,4–39,1 mg/L sehr hoch. Die Quelle hat eine geringe Schüttung und bleibt während der Winter- und Herbstmonate aus, wodurch die Auswaschung des Salzes verhindert wird und der Chloridwert durch Akkumulation des Salzes im flachen Gelände konstant erhöht bleibt. Auch der Wert der spez. elektr. Leitfähigkeit liegt mit 147 bis 167 $\mu S/cm$ sehr hoch. Erhöhte Elution von Chlorid aus der Bodenprobe (B 01) oberhalb der Quelle konnte jedoch nicht beobachtet werden (Kap. 5.2.4). Nach REHFUESS (1990) werden die Salze durch Verkehrsgischt und Schmelzwasserabläufe in Waldflächen im ebenen Gelände 10–20 m verfrachtet. Durch oberflächennahen Abfluss kann der Einfluss jedoch bis 100 m von der Straße entfernt beobachtet werden.

Da bei den untersuchten Messstellen die geologische Situation nicht für ein Aufsteigen von chloridhaltigem Tiefenwasser spricht, wie es von BENDER (2000) in der Oberpfalz am Rande von Granitintrusionen beobachtet wurde (Kap. 5.3.3), ist der Einfluss aus der Straßensalzung wahrscheinlich. Auch landwirtschaftliche Nutzung führt zu erhöhten Chloridwerten, die sich allerdings auf die Sommermonate konzentriert (BOD 57 in Abb. 5-29). Das Chlorid aus der winterlichen Straßensalzung gelangt vorwiegend mit dem Abfluss des Schneeschmelzwassers ins Grundwasser.

In den Brunnen der Langdorfer Senke bei Regen (Kap. 5.3.3), die deutlich durch winterliche Straßensalzung beeinflusst sind, wird in Verbindung mit dem hohen Chloridwert eine Dominanz der Erdalkalien und ein ungewöhnlich niedriger Natrium-Wert beobachtet, der noch unterhalb der Werte im oberflächennahen Grundwasser des Gebietes liegt (LAUTENSCHLAGER 2002). Im Gegenzug sind die Erdalkalien erhöht, was auf Ionenaustauschprozesse im Boden schließen lässt. Die Annahme wird durch die erhöhten Natrium-Werte im Eluat einer Bodenprobe, die in unmittelbarer Nähe der Brunnen entnommen wurde, bestätigt. Nach starken Niederschlägen wird eine Verdünnung im Brunnenwasser beobachtet, die den Zufluss von oberflächennahem Wasser belegt. Möglicherweise werden hier neben NaCl-Streusalz auch Magnesium-haltige Streusalze verwendet, was den erhöhten Magnesium-Wert hervorrufen könnte. Die ganzjährig erhöhten

Chlorid-Gehalte lassen auf einen großen Chlorid-Vorrat im Boden und einen langsamen Leaching-Effekt in tiefere Bodenschichten schließen.

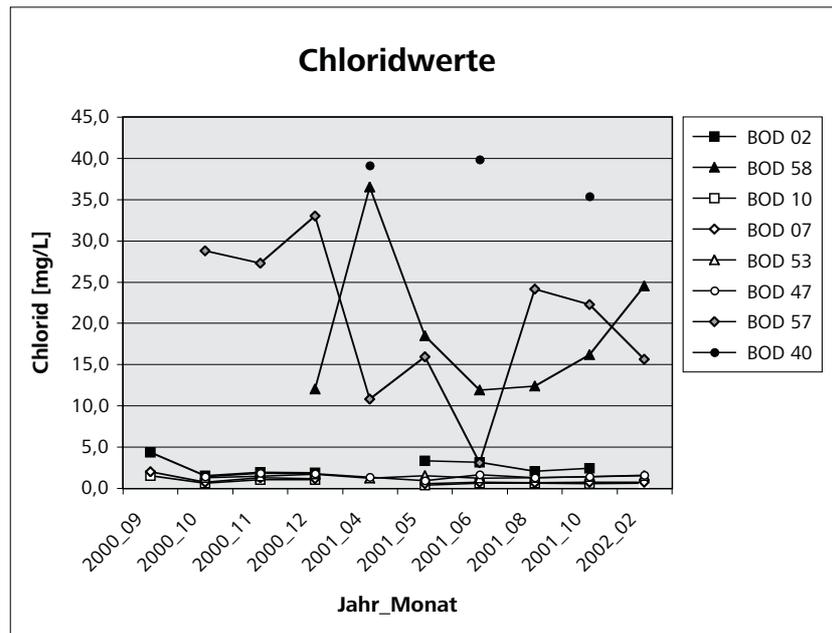


Abb. 5-29: Ganglinie des Chlorids in ausgewählten Messstellen (Zeitabschnitte nicht äquidistant)

Durch die Auswaschung der Salze werden auch in Oberflächengewässern erhöhte Chloridwerte beobachtet. Im Zellbach wurden im April und Mai 2001 27,9 bzw. 27,1 mg/L Chlorid gemessen. In einem vom Zellbach gespeisten Fischweiher wurden zur selben Zeit ebenfalls Chloridwerte > 20 mg/L festgestellt, während ein Fischsterben bei Forellen beobachtet wurde, das nicht auf einen niedrigen pH-Wert zurückgeführt werden konnte, da dieser durch Kalkung auf pH 7,5 angehoben war. Auch im Vorfluter Rothbach wurde am Gebietsauslass bei Kronhammer zur Zeit der Schneeschmelze im Mai 2001 ein deutlicher Chlorid-Überschuss von 70,52 kg/ha in der Stoffbilanz berechnet (BENDER ET AL. 2002).

5.3.5 Interpretation der Grundwasser-Ergebnisse

Im oberflächennahen Grundwasser weisen große Schwankungen der Schüttung im Jahresgang auf den verstärkten Einfluss von Niederschlagswasser und eine geringe Speicherkapazität des Grundwasserleiters hin. Die meisten Quellen sind perennierend, jedoch treten in Quellen mit geringer Schüttung auch periodische Abflussverhältnisse auf. Ein ausgeglichener Jahresgang wird in der Böbracher Mylonitzone beobachtet. Durch das tektonisch beanspruchte Ausgangsmaterial und die Akkumulation in der Tallage kann hier in einem mächtigeren Poren-Grundwasserleiter ein größeres Reservoir ausgebildet sein. Ein ausgeglichener Jahresgang der Quellschüttung wird auch am Bretterschachten beobachtet, der wahrscheinlich mit einer mächtigen sandigen Zersatzzone in Zusammenhang steht. Ebenso wie die Variabilität der Schüttung gibt auch der Jahresgang der Wassertemperatur Aufschluss über klimatische Einflüsse auf das Grundwasser und die Mächtigkeit bzw. Tiefe des Reservoirs. Hier weisen die untersuchten Wässer starke Unterschiede auf. Sowohl in Wässern der Höhenlage als auch in Wässern der Mylonitzone treten stärkere Schwankungen im Jahresgang auf.

Im Rahmen der Untersuchungen hat sich der Gehalt an Kieselsäure als guter Indikator für den Einfluss von Niederschlagswasser gezeigt. Ein geringer Anteil im Grundwasser beruht auf einem höheren Anteil von Niederschlagswasser bzw. einer kurzen Kontaktzeit des Wassers mit dem Gestein, während hohe Gehalte auf eine längere Reaktionszeit schließen lassen. Die Wässer in der Höhenlage mit einem geringeren SiO_2 -Gehalt dürften, wie von HOEG ET AL. (2000) beschrieben, zu einem großen Teil aus den gut durchlässigen periglazialen Deckschichten stammen, da sie durch den verfestigten Untergrund nur eingeschränkt in tiefere

Schichten versickern können. HOEG ET AL. (2000) ermitteln im Schwarzwald bei ähnlichen geologischen, pedologischen und klimatologischen Rahmenbedingungen aus Altersbestimmungen mit Hilfe von Sauerstoff-Isotopen für die Abflusskomponente aus periglazialen Deckschichten eine Aufenthaltszeit von 2–3 Jahren. Für den Abfluss aus tieferen Aquiferschichten (Grus- und Zersatzzone) geben sie 6–9 Jahre an.

Anhand der Haupt-Inhaltsstoffe können folgende Wassertypen unterschieden werden, die auf einer Differenzierung durch den Einfluss der Höhenlage und der geologischen Situation beruhen:

- (1) Ca-Mg-HCO₃-NO₃-Typ: Raum Bodenmais/Arbergebiet in tieferen Lagen
- (1a) Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Typ: reduzierter HCO₃-NO₃-Typ in Moorwässern
- (2) Ca-Mg-NO₃-(HCO₃)-Typ mit zunehmender Bedeutung von NO₃-SO₄: höhere Lagen im Arbergebiet
- (3) Na-Ca-HCO₃-Typ: Raum Böbrach (Mylonitzzone); Tallagen
- (4) Mg-Ca-(HCO₃)-SO₄-Typ: am Rande von Vererzungen/höherer Sulfidgehalt im Untergrund

Diese Unterschiede in der Beschaffenheit der Wässer verdeutlicht auch das Diagramm nach SCHOELLER (1935). Durch die Verbindungslinien sind gleich gerichtete Trends gut erkennbar (Abb. 5-30).

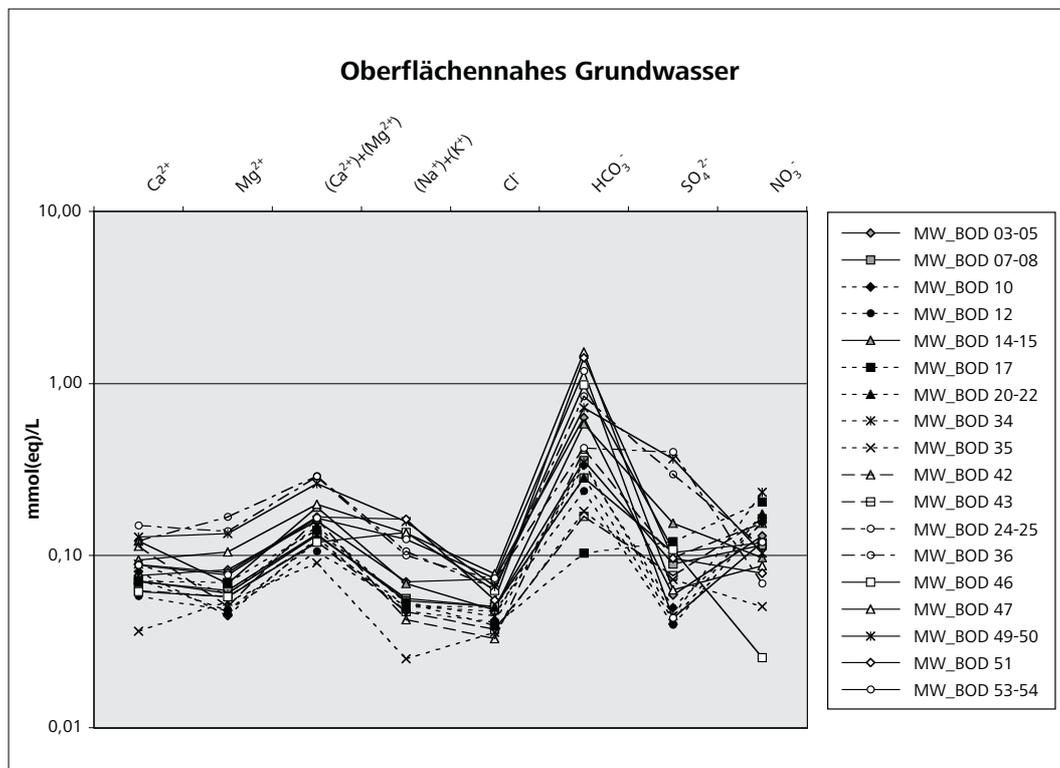


Abb. 5-30: Oberflächennahes Grundwasser im Diagramm nach SCHOELLER (1962)

Die Untersuchung der Spurenstoffe zeigt gelegentliches Auftreten von gelöstem Fluorid und Bromid. Fluorid kann aus Magmatiten gelöst werden, wo es in Amphibolen und Glimmern als Substitution für Hydroxylgruppen häufig enthalten ist. Werte bis 0,25 mg/L werden auch von QUENTIN (1957) in bayerischen Grund- und Quellwässern häufig beobachtet. Über das Vorkommen von Bromid im Grundwasser ist nach MATTHEß (1994) hingegen wenig bekannt. Spuren werden jedoch auch im Regenwasser beobachtet, so dass ein atmosphärischer Eintrag in Betracht gezogen werden kann.

Das Vorkommen von Metallen im Spurenbereich kann meist auf das Ausgangsgestein zurückgeführt werden. Viele Metalle werden erst bei tieferen pH-Werten aus dem Gestein gelöst. Von besonderer Bedeutung ist hier das Auftreten von gelöstem Aluminium, das in bestimmten Verbindungen toxisch auf das Ökosystem wirkt. Nach MATTHEß (1994) liegt das gelöste **Aluminium** bei pH-Werten zwischen 4,5 und 6,5, wie sie im Grundwasser vorkommen, in Form von polymerisierten Al-Hydroxid-Komplexen $[Al_m(OH)_n]^{3m-n}$ vor. Der Vorgang der Polymerisation wird durch die Anwesenheit von gelöster Kieselsäure beschleunigt, so dass das

Aluminium in Form von schlecht kristallisierten Tonmineralen ausfällt. Mit organischen Säuren, v. a. Fulvosäuren, bildet Aluminium hochmolekulare organische Komplexe, die aufgrund der Filtration bei der Analyse nicht erfasst werden. Nach MATTHEB (1988) wirkt nur das mononukleare Aluminium (Al^{3+}) ökotoxisch. Im Grundwasser hat es meist nur einen Anteil von 5–20 % am Gesamtgehalt des Aluminiums und tritt verstärkt bei pH-Werten < 4 auf, so dass eine nennenswerte Gefährdung durch Aluminium in den untersuchten Wässern nicht zu befürchten ist.

Die beobachteten Einflüsse aus anthropogenen Tätigkeiten wie Forstwirtschaft, Landwirtschaft und Verkehr zeichnen sich vorwiegend in der Verteilung der Anionen im Grundwasser ab. Ein Einfluss durch den Tourismus, der in der Region von großer Bedeutung ist, konnte in der Beschaffenheit der Wässer nicht direkt beobachtet werden. Eine indirekte Beeinflussung findet durch den Bereich Verkehr statt, der durch den Tourismus intensiviert wird. Eine Beeinflussung durch Siedlungs-Abwässer ist durch den hohen Anschlussgrad der Haushalte an die kommunale Abwasserentsorgung (in Bodenmais 94,5 % und in Böbrach 80,2 %) nicht von Bedeutung und konnte nicht nachgewiesen werden. Auch ein Einfluss durch die Eingriffe in die Vegetations- und Bodenverhältnisse zu touristischen Zwecken (z. B. in den Skigebieten) ist denkbar, wurde jedoch nicht festgestellt. Der Tourismus als wichtigster Wirtschaftssektor der Region wirkt sich vielmehr auf den höheren quantitativen Wasserbedarf aus als auf die Qualität des Wassers. Untersuchungen zur Optimierung des Wassermanagements und zur optimalen Nutzung des lokalen Wasserdargebots im Kristallin-gestein sind somit von großer Bedeutung und werden durch internationale Projekte (EU 5th framework program: LOWRGREP und TRANSCAT) (BENDER ET AL. 2003B) gefördert.

Eine Beeinflussung durch aufsteigendes Tiefenwasser konnte nicht beobachtet werden. Das etwas tiefere Grundwasser der Flachbrunnen, die meist weniger als 50 m in die Tiefe reichen, erschließt meist noch den Grundwasserleiter der Verwitterungszone. Durch eine längere Reaktionszeit mit dem Gestein bei der Versickerung des Wassers in größere Tiefen wird es im Vergleich zum oberflächennahen Wasser stärker mit Mineralstoffen angereichert, was sich in der erhöhten Leitfähigkeit, dem weniger sauren pH-Wert und dem erhöhten Gehalt an Hydrogencarbonat widerspiegelt. Auch diese tieferen Bereiche der Zersetzzone werden noch durch oberflächennahe und klimatische Einflüsse bestimmt, was der Jahresgang einiger Parameter belegt. Wegen der nur gering mächtigen oder fehlenden Deckschichten ist auch das tiefere Grundwasser anthropogenen Stoffeinträgen ausgesetzt.

6 Erhöhter Stoffinhalt im Umfeld der Vererzung am Silberberg

6.1 Ehemaliger Bergbau am Silberberg

Im Umfeld des ehemaligen Sulfiderz-Bergwerks am Silberberg wurden Wässer mit erhöhtem Stoffinhalt beobachtet. Im Zusammenhang mit dem Interesse am Einfluss geogener Rahmenbedingungen und anthropogener Aktivitäten auf die Grundwasserqualität wurde das Gebiet um den Silberberg besonders intensiv untersucht.

Bis zur Einstellung des Bergbaus im Jahr 1962 wurden am Silberberg große Mengen Erze über und unter Tage abgebaut. Die Anfänge des Bergbaus reichen vermutlich bis vor das Jahr 1000 n. Chr. zurück (OBERMÜLLER 1993). In wechselnder Intensität wurden Erze, Gold, Silber, Blei und Kupfer abgebaut. Da der Abbau zur Gewinnung von Metallen wenig rentabel war, wurde das Sulfiderz besonders ab Mitte des 18. Jahrhunderts und im 19. Jahrhundert zur Herstellung von Eisensulfat (»Vitriol«) und Schwefelsäure (»Vitriolöl«) für die chemische und Textilindustrie verwendet. Im 19. Jahrhundert kam die Herstellung von Polierrot hinzu, das unter dem Namen »Bodenmaiser Rot« weltweit exportiert wurde. Das Eisenoxid-Pulver, das zum Polieren in der Glasindustrie verwendet wurde, entstand zunächst als Nebenprodukt der Vitriolöl-Herstellung und wurde später auch unabhängig von dieser produziert. Spuren des Jahrhunderte alten Bergbaus finden sich auch heute noch im Umfeld des Silberbergs. Der Bereich ist besonders sensibel für Veränderungen durch anthropogene Eingriffe wie z. B. Baumaßnahmen, die den Stoffhaushalt in der Hydrosphäre nachteilig beeinflussen können.

6.2 Geologische Situation und Genese der Sulfiderz-Lagerstätte

Der Silberberg liegt östlich des Ortes Bodenmais und erreicht eine Höhe von 955 m über NN. Durch den Übertage-Abbau erhielt er seinen markanten Doppelgipfel, die »Bischofshaube«. Das Erz erstreckt sich entlang des NW–SE streichenden Gebirgszugs vom Silberberg zum Brandtner Riegel. Der Gebirgszug ist im Norden von metatektischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneisen aufgebaut. Im Zentralbereich sind diese Plagioklas-arm und in der Erz-Zone am Silberberg mit Sillimanit-reichen und Quarz-Cordierit-Granat-reichen Horizonten ausgebildet (BAYGLA 1998, LINHARDT 1985, TROLL ET AL. 1987). An den südlichen Gebirgshängen steht der granitoide Körnelgneis (»Rabensteiner Gneis«) an (s. Abb. 3-10, Kap. 3.2.2). Vereinzelt kommen Einsprengungen von Quarzit und Kalksilikatgestein vor. Der Westhang des Silberbergs, der in Richtung des Ortsgebietes von Bodenmais abfällt, ist von jungpleistozänen Fließerden überdeckt. Das Streichen der Gesteinseinheiten am Silberberg verläuft parallel (NW–SE) bzw. im spitzen Winkel (WNW–ESE) zur Rundinger Störungszone. Silberberg und Brandtner Riegel sind durch eine Störung getrennt, die im Bergwerk selbst deutlich sichtbar ist und vermutlich durch eine Überschiebung der beiden Gebirgszüge zustande kam.

Die Lagerstätte am Silberberg ist Teil einer Linie von mehr oder weniger mächtigen Vererzungen im Inneren Bayerischen Wald, die sich von Arnbruck über Bodenmais und Zwiesel bis zum Rachel zieht. Die Genese dieser Vererzungen ist komplex und bis heute nicht vollständig geklärt. Bereits GÜMBEL (1868) vermutete eine gleichzeitige Entstehung der Erze und der Rahmengesteine. Die These wurde später u. a. von SCHRÖCKE (1955) und SCHREYER ET AL. (1964) bestätigt, so dass heute von einer Entstehung der konkordant in die Gneise eingelagerten Erze im Stadium der Sedimentation während des Paläozoikums oder Präkambriums ausgegangen wird. Die Entstehung der Vererzung erfolgte wahrscheinlich vulkanisch-exhalativ in einem submarinen Sedimentationsraum, der durch tiefreichende räumliche und zeitliche Veränderungen gekennzeichnet war. Ein tektonisch aktiver Plattenrand zur Zeit der Sedimentation ist vorstellbar (LINHARDT 2001). Durch tektonische Aktivitäten entlang der heutigen Rundinger Scherzone wurde das Eindringen von Fe-, Zn-, S- und SiO₂-haltigen hydrothermalen Lösungen begünstigt, die durch chemische Reaktionen mit dem umgebenden Meerwasser als Eisen- und Zink-Sulfid-Gel sowie als amorphe Kieselsäure ausgefällt wurden (TROLL

ET AL. 1987). Durch Regional-Metamorphose wurden die kalkigen Sedimente und sedimentären Sulfide bei etwa 600° C und 3 kbar, was einer Versenkungstiefe von ca. 11 km entspricht, zu Paragneisen, Migmatiten, Kalksilikaten, Quarziten und Erzen umgewandelt (OBERMÜLLER 1993). Aufgrund mehrmaliger Überprägung durch hochgradige Metamorphose sind die Erze heute im Vergleich zu ihrem ursprünglichen Erscheinungsbild stark verändert. Die erste Regional-Metamorphose erfolgte vermutlich während der assyntischen Orogenese, die letzte Aufheizung auf etwa 400° C während der variskischen Orogenese (SCHREYER ET AL. 1964).

6.3 Geogen bedingter Stoffeintrag

6.3.1 Abgrenzung der Lagerstätte

Die Lagerstätte besteht aus lagen- und linsenförmigen, derben Sulfiderzkörpern, die konkordant in die Gneise eingeschaltet sind. Die erzführenden Horizonte sind über mehrere Kilometer verfolgbar. Das Erz im Silberberg ist in mehrere Lager (»Trume«) aufgespalten. In tieferen Niveaus ist das Erz als zusammenhängender, plattenförmiger Horizont ausgebildet. In den oberen Teufen fächert es sich zunehmend in einzelne linsenförmige Trume auf. Das mittlere Streichen der Erzkörper liegt bei 114° SE mit einem mittleren Einfallen von 43° NNE. Es können zwei wesentliche Erzlager differenziert werden, die in einem Abstand von 20–50 m verlaufen. Innerhalb der Erzlager treten die Erzkörper feingebändert (cm- bis dm-mächtig) oder als bis zu 2 m mächtige kompakte Lagen auf. In linsenförmig verdickten Einzelpartien der Trume werden Mächtigkeiten von maximal 6 m beschrieben. Der Sulfiderzkörper am Silberberg ist auf ca. 600 m in Streichrichtung (NW–SE) und auf 25 m im Einfallen bergmännisch aufgeschlossen (BLENDINGER & WOLF 1971, LINHARDT 2001). Das Erz im Silberberg ist heute weitgehend abgebaut. Die ursprüngliche Lage kann anhand der Abbaustrecken entlang der Stollen im Bergwerk nachvollzogen werden (Abb. 6-1).

Im Bergwerk können scharfe Übergänge vom Erz zum Gestein beobachtet werden. Häufig wird der Erzkörper am Rand von feldspatreichen Cordierit-Metatexiten umhüllt, aber auch ein allmählicher Übergang mit Einschlüssen von erzhaltigen Partien im Gneis wird beobachtet (STRUNZ 1971). Große Teile des Erzkörpers sind mit zahlreichen kleinen Störungen durchsetzt und zerklüftet. Eine große Störung lässt sich über weite Strecken im Bergwerk verfolgen.

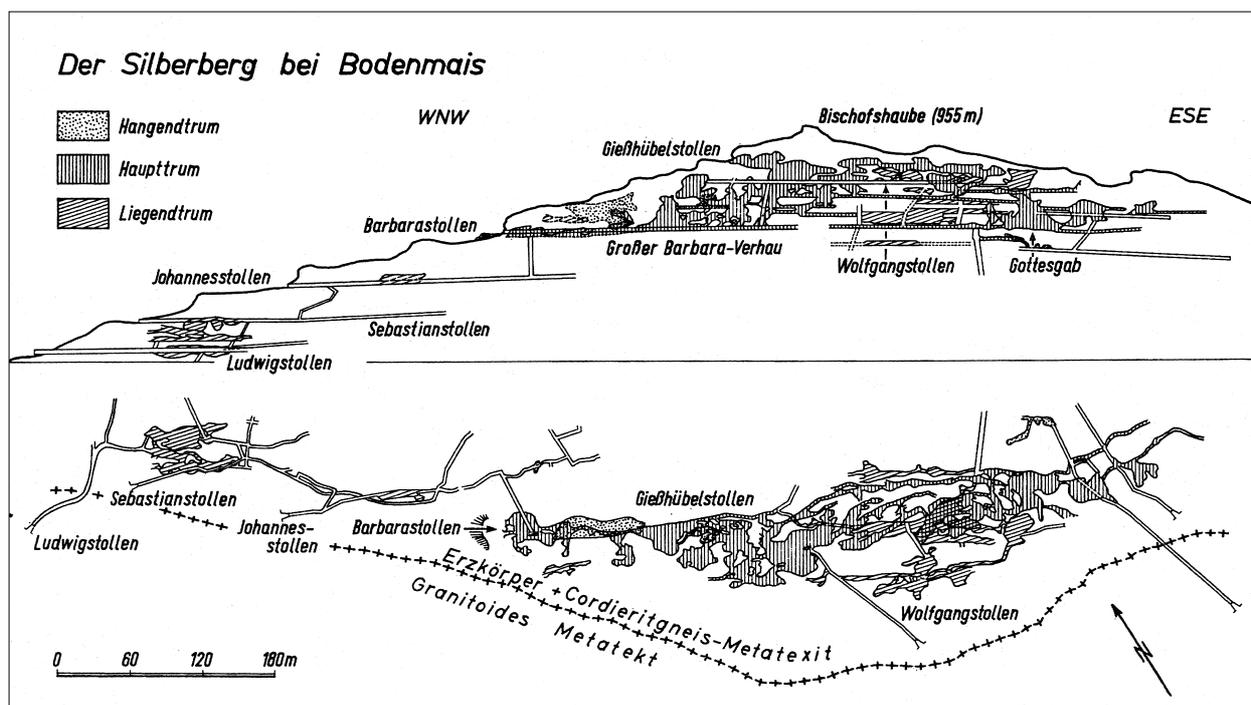


Abb. 6-1: Der Erzkörper der Lagerstätte am Silberberg (STRUNZ 1971)

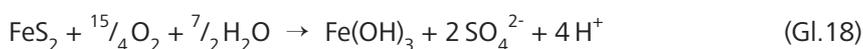
6.3.2 Mineralogische Zusammensetzung des Erzkörpers

Die Sulfiderze am Silberberg treten als gemischte, grobkörnige und unregelmäßige Aggregate in derben Sulfidmassen auf. Es ist keine primäre Teufenabhängigkeit in ihrer Zusammensetzung erkennbar (LINHARDT 2001). Innerhalb der Erz-Mineralparagenese tritt Pyrrhotin (Magnetkies, FeS) als Haupterz auf. Daneben ist Pyrit (FeS₂) zu finden, der jedoch gegenüber Pyrrhotin zurücktritt. STRUNZ (1971) führt dies auf die starke metamorphe Überprägung des Erzkörpers zurück, bei der Pyrit weitgehend in Pyrrhotin umgewandelt wird. Als wesentliche Beimengung ist eisenreicher Sphalerit (Zinkblende, ZnS) vorhanden, der nach OBERMÜLLER (1993) auch Beimengungen von Eisen enthält (11 Gewichts-%). Untergeordnet treten Chalkopyrit (Kupferkies, CuFeS₂), silberreicher Galenit (Bleiglanz, PbS mit bis zu 2 Gew.-% Silber), Magnetit (Magneteisenerz, Fe₃O₄) und Gahnit (Zinkspinel ZnAl₂O₄) bzw. Kreitonit [(Zn, Fe, Mg)O * (Al, Fe)₂O₃] auf. Mit der Mineralparagenese, wie sie am Silberberg zu finden ist, werden nach ALLOWAY & AYRES (1996) oft Assoziationen von Silber, Arsen, Gold, Cadmium und Nickel beobachtet. OBERMÜLLER (1993) beschreibt einen Cadmium-Gehalt im Sphalerit am Silberberg von 0,3 Gew.-%. Als Seltenheit findet man am Silberberg u. a. primären Markasit (rhombische Form von Pyrit), gediegen Bismut, gediegen Silber, Molybdänglanz und Arsenkies (HEGEMANN & MAUCHER 1933, OBERMÜLLER 1993).

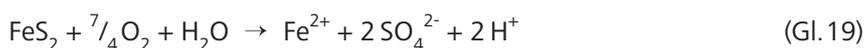
Mit den Sulfiderzen verknüpft und teilweise in diese eingelagert sind die Silikate der Gneise, die als Nebengesteine des Silberbergs auftreten: Cordierit, Biotit, Quarz, Sillimanit, Andalusit, Andesin, Kalifeldspat, Anthophyllit, Hypersthen und Turmalin. Von Bedeutung sind auch Granate, die sich sowohl in den Erzlagen als auch im Nebengestein finden und als Almandin oder Spessartin-Varianten auftreten. Beide sind manganreich, wobei der Spessartin am Silberberg einen Mangan-Oxid-Gehalt von 34 Gew.-% aufweist (OBERMÜLLER 1993). Daneben sind eine Reihe von Mineralen zu finden, die als hydrothermale Produkte der ausklingenden Metamorphose angesehen werden können (u.a. Zeolithe) (LINHARDT 2001). Die Erze Pyrrhotin und Magnetit sind auch als Nebengemengteile in den Cordieritgneisen enthalten, während Pyrit im Nebengestein völlig fehlt (STRUNZ 1971). An das Haupterzlager gebunden sind auch Anthophyllit- und Monazit-reiche Gesteine (BLÜMEL & PROPACH 1978, LINHARDT 1985, TROLL ET AL. 1987). Auch Uranglimmer kommen vor (STRUNZ 1962), die Anlass zu Uran-Prospektionen in den 80er Jahren gaben, jedoch keine wirtschaftlich interessanten Vorkommen bilden.

6.3.3 Löslichkeit des erzhaltigen Gesteins

Die Sulfiderze des Silberbergs sind einst unter reduzierenden Bedingungen am Meeresboden entstanden. Durch eindringendes sauerstoff-gesättigtes Niederschlags- und Grundwasser in den heutigen Erzkörper entlang von Klüften und Störungen entstand ein oxidierendes Milieu, in dem Metalle und Schwefel zu Metalloxiden und -hydroxiden sowie Sulfat oxidiert wurden (ALPERS & BLOWES 1994, NORDSTROM 1982, APPELO & POSTMA 1999). Gl. 18 verdeutlicht die Reaktion am Beispiel der Oxidation von Pyrit (FeS₂).



Sowohl [S₂]²⁻ als auch Fe²⁺ werden oxidiert. Bei der Reaktion entstehen pro Mol Sulfiderz 4 Mol Protonen, was zu einer Absenkung des pH-Wertes führt. Unter natürlichen Bedingungen erfolgt die Reaktion meist in zwei Schritten. Zunächst wird die Oxidation von Sulfid durch Sauerstoff eingeleitet (Gl. 19).

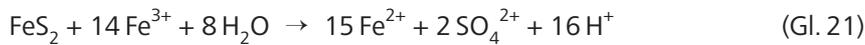


Danach wird Fe²⁺ durch Sauerstoff zu Fe³⁺ oxidiert, das abhängig vom pH-Wert der Lösung als Eisen-Oxid in Form von FeOOH oder Fe(OH)₃ ausfallen kann (Gl. 20).



Die Oxidation von Fe²⁺ ist eine Säure verbrauchende Reaktion, die das Versauerungspotential der Pyritoxidation abschwächt. In der Summe wird jedoch mindestens die doppelte Menge an Protonen umgesetzt (Gl. 18 und 19). Die Reaktionen verlaufen normalerweise sehr langsam. Dennoch werden trotz der trägen

Kinetik der Pyritoxidation im Umfeld von Bergwerken gravierende Mengen stark saurer und metallhaltiger Sickerwässer beobachtet («Acid Mine Drainage») (NORDSTROM & ALPERS 1999). Bei niedrigen pH-Werten ($\text{pH} < 4$) wird ein Ausfallen der Fe^{3+} -Ionen als Oxide und Hydroxide verhindert, das Ion bleibt in Lösung und beschleunigt die Pyritoxidation, indem es selbst als Oxidant für die Eisensulfide wirkt (Gl. 21)

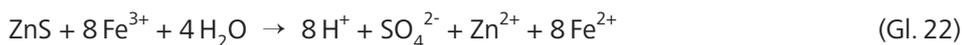


Die Oxidation des Pyrits durch Eisen-III verläuft nach APPELO & POSTMA (1999) 10mal schneller als die Oxidation durch Sauerstoff. Da das Eisen-III bei der Reaktion schnell verbraucht wird, würde der Prozess irgendwann stagnieren. Eisen-III wird jedoch durch andere Reaktionen nachgeliefert, beispielsweise durch die Oxidation von Fe^{2+} durch Sauerstoff nach Gl. 20.

Ähnlich der Oxidation von Pyrit werden auch Pyrrhotin, Sphalerit, Chalkopyrit und Galenit oxidiert. Nach JAMBOR (1994) (zit. in BAACKE 2001) erfolgt die Oxidation in der Reihenfolge

Pyrrhotin > Galenit/Sphalerit > Pyrit/Arsenopyrit > Chalkopyrit.

Wegen der großen Menge an Sphalerit in der Silberberg-Vererzung ist die Oxidation dieses Sulfids von besonderer Bedeutung. Durch die ähnlichen geochemischen Eigenschaften von Zink und Cadmium wird dieses oft diadoch in die Struktur des Sphalerits eingebaut und bei der Oxidation verhältnismäßig zu Zink freigesetzt (Gl. 22, analog für Cd).



Die Oxidation erfolgt hier durch Fe^{3+} , es entstehen große Mengen an Protonen, die den pH-Wert der Lösung erniedrigen. Neben Cadmium können auch andere Spurenelemente wie Fe, Cu, Mn, Sn, Ag u.a. in den Sphalerit eingebaut und bei der Oxidation freigesetzt werden.

Auch die Oxidation von Kupfersulfiden wie Chalkopyrit (CuFeS_2) ist im Silberberg von Bedeutung. Auch sie erfolgt durch Fe^{3+} als Oxidationsmittel und setzt große Mengen an Protonen und gelösten Metallionen frei (Gl. 23).



Bei der Oxidation des ebenfalls im Silberberg vorhandenen Galenits (PbS) entsteht auch unter sauren Bedingungen das schwer lösliche Sulfat PbSO_4 , so dass die Migration von Blei stark eingeschränkt ist und nur relativ geringe Mengen in die wässrige Phase gelangen.

Durch die Einwirkung von chemolithotrophen Bakterien, die im extrem sauren Milieu der Bergwerkswässer leben, wird die abiotisch langsame Oxidation der Sulfide katalysiert (TAYLOR ET AL. 1984, NORDSTROM & SOUTHAM 1997). Nach NORDSTROM (1982) kann die Fe^{2+} -Oxidation bei der Pyritoxidation durch mikrobielle Tätigkeit um 5 Größenordnungen erhöht werden, wodurch eine größere Menge an Fe^{3+} für weitere Oxidationsvorgänge zur Verfügung steht. Die Oxidation erfolgt in erster Linie durch Bakterien der Gattung *Thiobacillus*, die Elektronen aus den Metallsulfiden als Energiequelle zum Zellaufbau nutzen. Meist handelt es sich um die Spezies *Thiobacillus ferrooxidans* (oxidieren Eisen und Sulfid) oder *Thiobacillus thiooxidans*, die nur Schwefel oxidieren (NORDSTROM 2000). Auf Kupfer- und Bleisulfiden wurden ebenfalls säuretolerante Bakterien der Gattung *Thiobacillus* beobachtet (*Thb. cuprinus*, *Thb. plumbophilus*) (HUBER & STETTER 1990, DROBNER ET AL. 1992). Auch bei der mikrobiellen Oxidation werden Schwefelsäure und Metallionen freigesetzt. Blei- und Eisensulfate werden oftmals ausgefällt und somit der Lösung entzogen.

Die Lösung der Sulfiderze durch Oxidationsvorgänge wird durch anthropogene Tätigkeit entscheidend erhöht. Auch ohne menschlichen Eingriff findet die Oxidation der Sulfiderze statt, jedoch in geringerem Ausmaß. Durch die Bergwerkstätigkeit entstehen Hohlräume im Innern des Berges, die das Eindringen von Sicker- und Grundwasser ermöglichen und zudem eine größere reaktive Oberfläche für den Angriff der Oxi-

ation schaffen (NORDSTROM & ALPERS 1999). Im Umfeld des Bergwerks erfolgt zudem eine Diffusion des erzhaltigen Materials zur Aufbereitung sowie eine Ablagerung des Abraums, der immer noch Reste von Sulfiden enthält. Besonders durch die Feinkörnigkeit des Materials entsteht hier eine große reaktive Oberfläche, an der die Oxidation angreifen kann.

6.4 Anthropogen bedingter Stoffeintrag

6.4.1 Anthropogene Veränderung des Erzkörpers und seines Umfelds

Mit dem Abbau des Erzkörpers wurde der Silberberg unter Tage großräumig ausgehöhlt, wodurch ein großes Volumen an Hohlräumen und eine enorme »innere« Oberfläche im Berg entstand, an der Luft und Wasser angreifen können. Die Gesamtlänge der Stollen wird auf über 20 km geschätzt. Das Erz stand im Gipfelbereich auch über Tage an, so dass an der Oberfläche Pingen und Gruben entstanden sind (Grube Gottesgab). Der unterste heute noch erhaltene Stollen ist der Unterbaustollen. Die darunter liegenden Stollen sind nicht mehr zugänglich oder ganz verschüttet. Die mächtigsten linsenförmigen Erzvorkommen wurden im Barbarastollen auf 507 m Länge abgebaut. Zwei große Verhau sind in diesem Stollen zu finden: das Tageverhau mit 40 m Länge und 16 m Höhe und das Barbaraverhau mit 16–20 m Länge und 32 m Höhe (BLENDINGER & WOLF 1971).

Das abgebaute Erz wurde zum Zwecke der Verwitterung und Oxidation auf Halde geworfen. Auf der W-Seite des Berges in Richtung des Ortes Bodenmais befand sich der »Große Bremsberg«, mit dessen Hilfe das Material vom Mundloch des Barbarastollens nach unten geschafft und rund um die Aufbereitungsanlage auf terrassenförmigen Halden abgelagert wurde. Für die Herstellung von Vitriol wurde das Erz zunächst mit Holz an der Luft erhitzt und geröstet. Im oberen Bereich des Silberbergs sind die ehemaligen Röstplätze heute noch erkennbar und werden derzeit zur Dokumentation des historischen Bergbaus freigelegt (Abb. 6-2). Für die Produktion von Vitriol, Schwefelsäure und Polierrot wurden rund um das Bergwerk zahlreiche Produktionsstätten wie Vitriolhütten, Schlämmanstalten oder Brennöfen errichtet. Auch assoziierte Verarbeitungsstätten sind bekannt, wie beispielsweise die erst 1998 freigelegte Töpferhütte am Ost-Hang des Silberbergs (Silberne Steige/Sachsenhäng). Durch die Rodungen für das benötigte Feuerholz und wegen der sauren Schwefeldioxid-Dämpfe, die bei der Aufbereitung entstanden, war der Silberberg früher weitgehend waldfrei (vgl. historische Abbildungen in LINHARDT 2001, BLENDINGER & WOLF 1971, WEINSCHENK 1914 sowie GÜMBEL 1868). Erst nach Beendigung der Produktion setzte eine Wiederbewaldung und Aufforstung ein, die z.T. mit artfremden Arten vorgenommen wurde. Derzeit wird durch eine Ausholungs-Aktion der ursprüngliche Zustand wieder hergestellt.

Die Jahrhunderte lang rund um den Silberberg durchgeführten Aufbereitungsverfahren zogen einen enormen Platzbedarf für Produktionsstätten und die oft jahrelang andauernde Lagerung des Materials auf Halden und Röstplätzen nach sich. Am W-Hang des Silberbergs am Fuß des ehemaligen Bremsbergs liegt heute noch ein großes Volumen an Haldenmaterial, das eine Fläche von etwa 35 000 m² einnimmt (Abb. 6-2). Das Haldenmaterial wurde mit Bodenmaterial überdeckt, wodurch der Bewaldungs-Prozeß einsetzte. Die Bäume (Birken, Buchen und Fichten) sind wegen des stark metallhaltigen Substrats und der sauren Bodenreaktion kleinwüchsig. Durch Straßenbau-Maßnahmen im Bereich der Abraumhalde wurde ein Teil des Materials Ende der 1990er Jahre umgelagert.

Im Juli 2001 wurde im Rahmen der Beprobung der Böden im Untersuchungsgebiet auch eine Beprobung der Böden und Halden im Umfeld des Silberbergs durchgeführt. Wegen der Heterogenität des Haldenmaterials wurden Mischproben aus 10 verschiedenen Stellen in unterschiedlicher Tiefe (bis 20 cm) entnommen. Eine Probe (B 08) entstammt den ehemaligen Röstplätzen (Abb. 6-2), eine aus dem südlichen Bereich der Halde am W-Hang des Silberbergs (B 09, ursprüngliches, nicht umgelagertes Haldenmaterial) und eine aus dem Bereich, in dem die Abraumhalde durch Straßenbaumaßnahmen angeschnitten wurde (B 10). Die Bodenprobe B 07 wurde am Fuß des Silberbergs, unterhalb der ehemaligen Röstplätze, entnommen (Anhang 5a, Anhang 6).

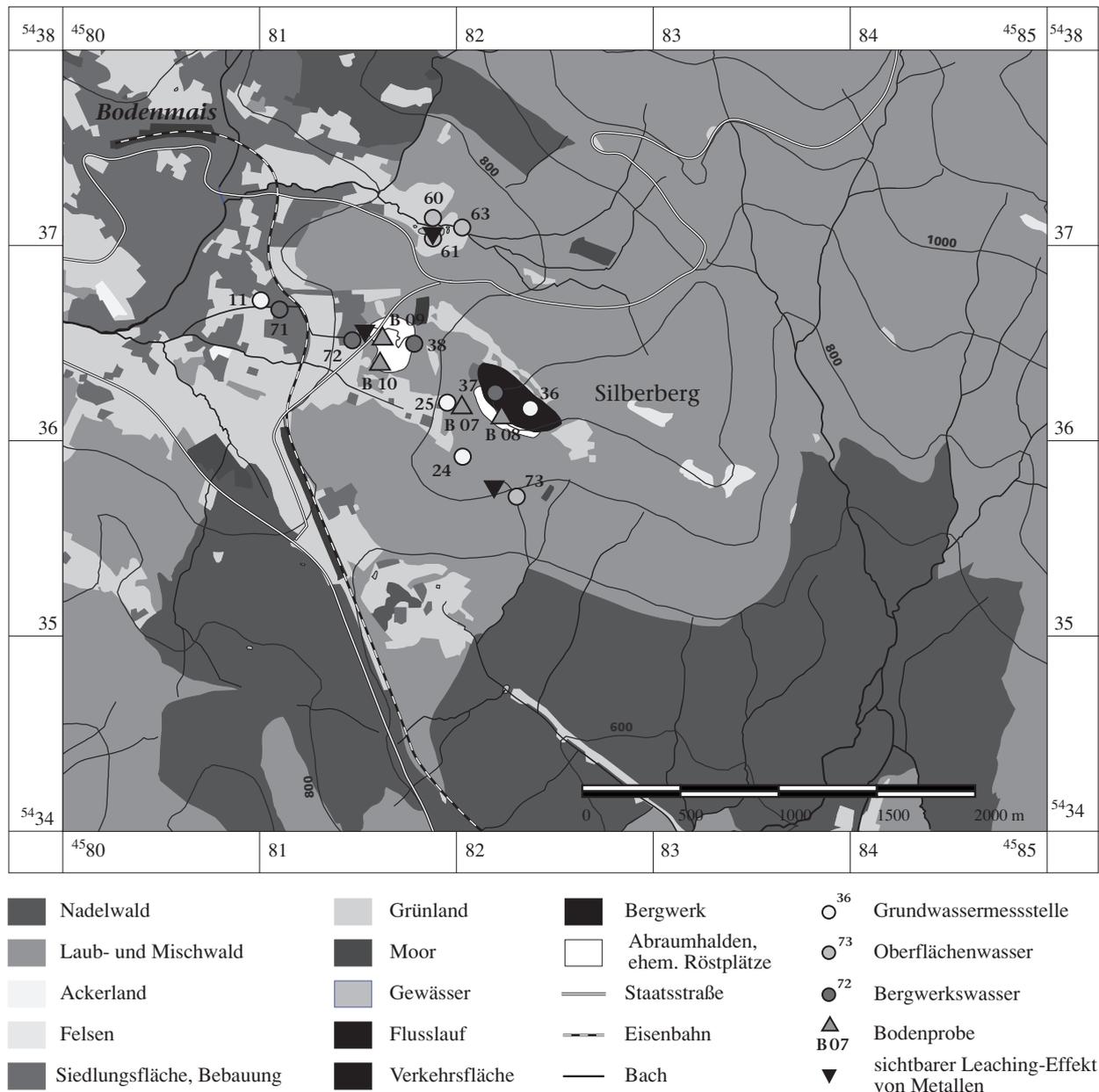


Abb. 6-2: Umfeld des ehemaligen Bergwerks am Silberberg (Originalkarte in Anhang 15d)

6.4.2 Chemische und mineralogische Zusammensetzung des Haldenmaterials

Im Vergleich zum unbeeinflussten Boden (Mittelwert aus den Böden B 01 bis B 11) enthält das Haldenmaterial deutlich mehr Eisen-Oxide (Fe_2O_3 15–40 % gegenüber 5 % im Boden) (Abb. 6-3 a). Auch Fluorid und Schwefel sind angereichert (Abb. 6-3 b). Im Vergleich dazu treten SiO_2 und Al_2O_3 prozentual zurück (40–60 % gegenüber >60 % bzw. 7–10 % gegenüber 10–15 % im Boden). Bei den Basenkationen ist der Anteil von K_2O mit 1,4–2,4 % am höchsten, während die Anteile von CaO , MgO und Na_2O unter 1 % bleiben. Hier ist keine wesentliche Abweichung von den Gehalten in den Böden feststellbar (Anhang 7).

Die Proben des Haldenmaterials weisen untereinander nur geringe Unterschiede auf. Auffällig ist jedoch, dass im Vergleich zum Material der Röstplätze (B 08) Eisen-Oxid und Schwefel im Material der Halden (B 09 und B 10) im Umfeld der ehemaligen Aufbereitungsanlagen abgereichert sind, was darauf zurückzuführen ist, dass dem Material durch die Vitriolgewinnung FeSO_4 entzogen wurde (Kap. 6.4.1).

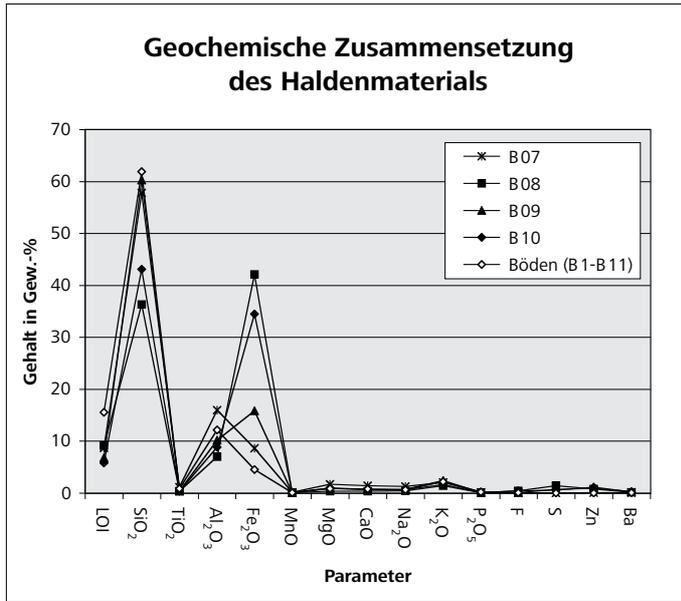


Abb. 6-3 a:
Geochemische
Zusammensetzung
des Haldenmaterials

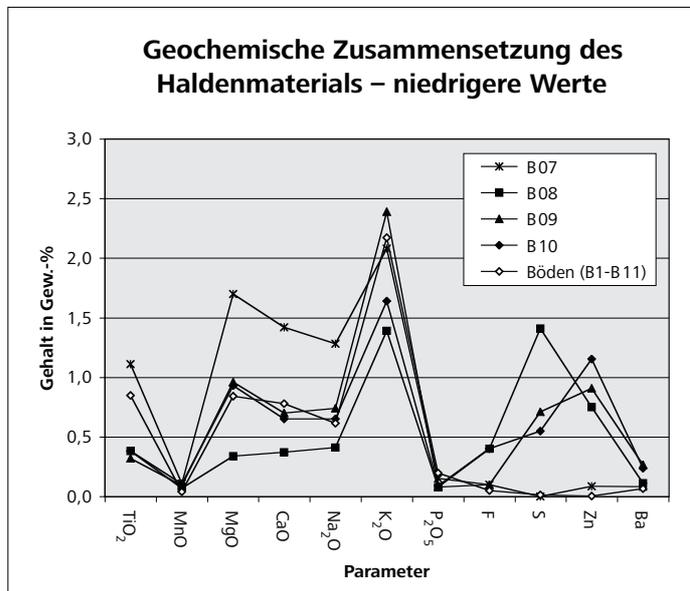


Abb. 6-3 b:
Geochemische
Zusammensetzung
des Haldenmaterials
(niedrigere Werte)

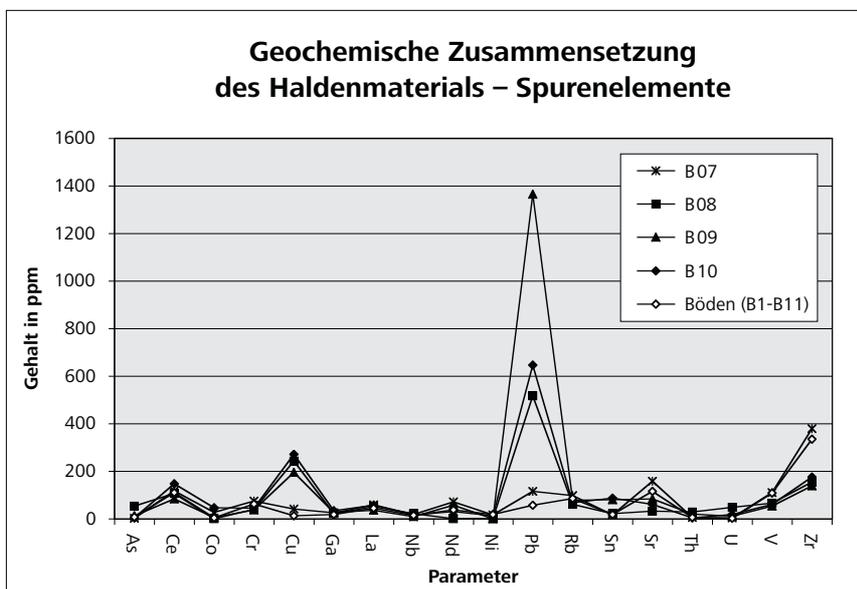


Abb. 6-3 c:
Geochemische
Zusammensetzung
des Haldenmaterials
(Spurenelemente)

Auffällig ist der hohe Zinkgehalt, der mit 800–10 000 ppm (0,08–1 %) im Vergleich zum lokalen Hintergrundwert der Böden (30–60 ppm) deutlich hervortritt und als Leitmetall der Silberberg-Vererzung angesehen werden kann (VORNEHM ET AL. 2002). Auch Blei (500–1000 ppm gegenüber 80 ppm im Hintergrundwert) und Kupfer (200–300 ppm gegenüber 13 ppm im Boden) sind im Haldenmaterial erhöht (Abb. 6-3 b und c). Der hohe Barium-Wert (0,1–0,2 %) gibt einen Hinweis auf die Entstehung der Erzlagerstätte aus hydrothermalen Lösungen im submarinen Milieu (OBERMÜLLER 1993). Arsen, das oft assoziiert mit Pyritlagerstätten anzutreffen ist (ALLOWAY & AYRES 1996), wurde nur auf den Röstplätzen (B 08) in geringen Mengen nachgewiesen (53 ppm). Im Haldenmaterial (B 09, B 10) bleibt es unterhalb der Nachweisgrenze von 20 ppm. Die erhöhten Werte von Mangan stammen aus Granaten, die am Silberberg im Erzbereich und im Nebengestein enthalten sind (Kap. 6.2). Ein Maximum von 1093 ppm MnO wurde in der Bodenprobe am Fuß des Silberbergs (B 07) gemessen, in deren unmittelbarer Nachbarschaft Granat-Sillimanit-Cordierit-Gneis aufgeschlossen ist. Im Material der Abraumhalden wurden 900–1060 ppm MnO gemessen (Hintergrundwert der Böden 200–800 ppm). (Anhang 7). Ansonsten folgt die Bodenprobe am Fuß des Silberbergs (B 07) generell dem Trend des Hintergrundwertes (Abb. 6-3 a und b). Nur leicht erhöhte Werte der charakteristischen Metalle des Silberbergs, Zn und Fe_2O_3 , werden beobachtet, so dass außerhalb der Haldenbereiche von einer geringen Beeinflussung des Bodens ausgegangen werden kann.

Für die mineralogische Analyse des Haldenmaterials wurde eine Mischprobe aus den Proben B 08, B 09 und B 10 mit jeweils gleichen Anteilen hergestellt. Das Haldenmaterial enthält dieselben Minerale wie das umgebende Gneis-Gestein: Quarz, Feldspäte der Plagioklas-Mischreihe und Kalifeldspäte sowie die Glimmer Biotit und Muskovit (Anhang 8). Auch Sillimanit und Cordierit, vergesellschaftet mit Spinell, wurden festgestellt. An Tonmineralen enthält das Material Kaolinit und den quellfähigen Vermikulit, der durch eine Zwischenschicht aus austauschbaren Kationen aufweitbar ist. Vermikulit entsteht durch den Verlust von K-Ionen aus Biotit oder Illit (Abb. 3-14, Kap. 3.4.1). Auch bei Oxidation von Eisen-II zu Eisen-III und Einbau von H^+ im sauren Milieu kann Vermikulit aus anderen Tonmineralen oder Glimmern entstehen. Dabei sinkt die negative Oberflächenladung des Tonminerals und es weitet besonders bei Erhitzen (z. B. durch den Röstvorgang) stark auf.

Der hohe Gehalt des Haldenmaterials an Eisen-Oxiden setzt sich mineralogisch aus Goethit und Hämatit zusammen. Der in vielen Böden der Region vorhandene Goethit geht hier aus der Oxidation der Eisensulfide nach Gl. 24 unter Bildung von Schwefelsäure hervor.



Die Bildung von Hämatit erfolgt ebenfalls durch Oxidation der Eisensulfide, ist aber typischerweise in Böden der Tropen zu finden und stellt in den Böden des Bayerischen Waldes meist ein Relikt des Tertiär-Klimas dar (Kap. 3.4.3). In den Abraumhalden am Silberberg hingegen wird er durch starke Oxidation unter Hitzeeinwirkung beim Röstvorgang hervorgebracht. Als junges Eisen-Oxid entsteht auch der Hydrohämatit, der eine Vorstufe zum Hämatit darstellt. Mangan-Oxide wurden in der mineralogischen Analyse (trotz des Vorkommens in der chemischen Analyse) nicht detektiert, da ihr Gehalt in der Mischprobe vermutlich von den anderen Werten überdeckt wird.

Als Zeuge des erzbürtigen Materials ist der für den Silberberg charakteristische Sphalerit (ZnS) im Haldenmaterial noch erhalten. Daneben wird Jarosit ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) als ein für Sulfidlagerstätten charakteristisches Sekundärmineral gefunden. Bei pH-Werten zwischen 2 und 3, wie sie in den Wässern am Silberberg beobachtet werden, entsteht das hellgelbe K-Fe-Hydroxisulfat als Oxidationsprodukt von Sulfiden, wohingegen bei pH-Werten zwischen 3 und 4 statt Jarosit der orangefarbene Schwertmannit beobachtet wird (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998). Das in den Jarosit eingebaute Kalium entstammt vermutlich der Verwitterung von Biotit unter K-Verlust zu Vermikulit.

Die Kationen-Austauschkapazität (KAK_{ges}) des Haldenmaterials ist mit 5,3–6,8 cmol+/kg gering (Anhang 9). Dabei dominieren die austauschbaren Erdalkalien (Kalzium und Magnesium) mit zusammen 60–70 %. Auch Natrium und Kalium sind mit 30 % vertreten. Die absoluten Werte sind gegenüber dem lokalen Hintergrundwert der Böden (B 06, B 15) nicht erhöht (Na^+ : 0,05 cmol+/kg; K^+ : 0,08–0,14 cmol+/kg;

Ca^{2+} : 0,13–0,60 cmol+/kg; Mg^{2+} : 0,09–0,14 cmol+/kg) (Abb. 6-4). Auch die Basensättigung (BS) liegt mit 6–14% im Bereich der Basensättigung der Böden. Im Gegensatz zu den Böden ist allerdings Aluminium an den Austauscherplätzen unbedeutend ($\leq 0,03$ cmol+/kg), weswegen die Basenkationen prozentual stärker hervortreten. Der Gehalt an austauschbaren Eisenionen ist trotz des großen Angebots gering (0,04–0,05 cmol+/kg). Die absoluten Werte von austauschbarem Mangan liegen im Bereich der Ergebnisse aus den Bodenproben (0,01 cmol+/kg). Nur Kupfer ist aufgrund des großen Angebots im Vergleich zum Mineralboden der Bodenproben leicht erhöht (0,005–0,006 cmol+/kg).

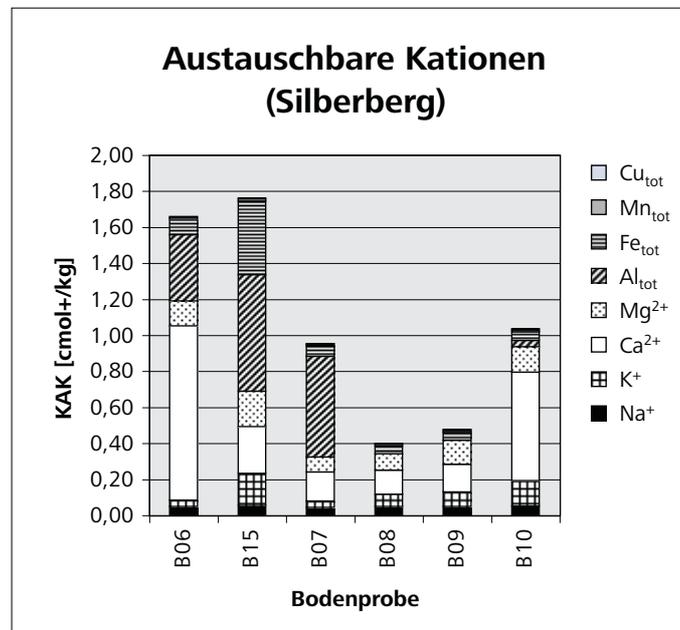


Abb. 6-4: Austauschbare Kationen des Haldenmaterials

6.4.3 Eluationsverhalten des Haldenmaterials

Am Haldenmaterial wurden wie an den Bodenproben Batchversuche nach DIN (1984) durchgeführt (Kap. 4.2). Das Eluat des Haldenmaterials (B 08, B 09 und B 10) weist eine spezifische elektrische Leitfähigkeit von 2 150–2 280 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf (Anhang 10), was bereits auf eine große Menge eluierbarer Ionen hinweist. Der pH-Wert des Eluats liegt gemäß der sauren Reaktion des Haldenmaterials (Kap. 6.4.2) im stark sauren pH-Bereich zwischen 3,4 und 3,8. Die Werte unterscheiden sich nicht wesentlich vom pH-Wert im Eluat der Böden (pH 2,9 bis 4,5), weshalb angenommen werden kann, dass auch im Haldenmaterial trotz der Produktion von Säure durch Sulfidoxidation noch ähnliche puffernde Reaktionen stattfinden. Die geringe Korngröße des sandigen Materials scheint die Pufferung zu begünstigen. Das Eluat der Bodenprobe B 07, die am Fuß des Silberberg-W-Hangs entnommen wurde, weist dagegen nur eine spez. el. Leitfähigkeit von 39 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und einen pH-Wert von 4,2 auf. Der pH-Wert liegt vergleichsweise hoch, die Leitfähigkeit bewegt sich im Bereich der übrigen Böden (eC 30–130 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (VORNEHM ET AL. 2002).

Bei den eluierten Kationen wird in den Abraumhalden meist ein Vorherrschen von Kalium mit 30–65% beobachtet. Nur in B 10 ist Kalzium das Kation, das am meisten eluiert wird (57%; 39,2 mg/kg). (Abb. 6-5). Die absoluten Gehalte an eluierbarem Kalium sind mit 7–20 mg/kg im Vergleich zu den Böden relativ hoch, die meist nicht mehr als 10 mg/kg abgeben (Anhang 10), Kap. 5.2.4). Die erhöhten Kalium-Anteile korrespondieren jedoch mit dem hohen Anteil von K_2O in der chemischen Analyse (Kap. 6.4.2). Prozentual werden auch in den Mineralböden der Mylonitzone und im Gneiszersatz hohe Kalium-Werte beobachtet (B 15, Abb. 6-5), die absoluten Werte bleiben jedoch hinter den Werten aus dem Silberberg zurück. Im Arbergebiet stellt im Mineralboden Kalzium das vorherrschend eluierte Kation dar, so dass der Unterschied zu den Abraumhalden deutlich hervortritt. Die Anteile an eluiertem Natrium sind in den Abraumhalden gering und liegen mit 2–3 mg/kg unterhalb den für die Böden üblichen Werten (3 und 10 mg/kg). In der prozentualen Verteilung liegen die Natrium-Werte der Eluate aus den Abraumhalden unter 10%. Der leicht erhöhte Wert

des eluierten Magnesiums im Haldenmaterial der Probe B 09 (24 %) unterscheidet sich nicht wesentlich von den Werten der Böden im Untersuchungsgebiet. Lediglich das Hervortreten von Kalium im Haldenmaterial kann im Vergleich zu den Böden im Arbergebiet als charakteristisch angesehen werden (VORNEHM ET AL. 2002). Bei der unterschiedlichen Kationenverteilung in den Proben aus den Halden und Röstplätzen spielen möglicherweise auch die starken Heterogenitäten des Materials eine Rolle.

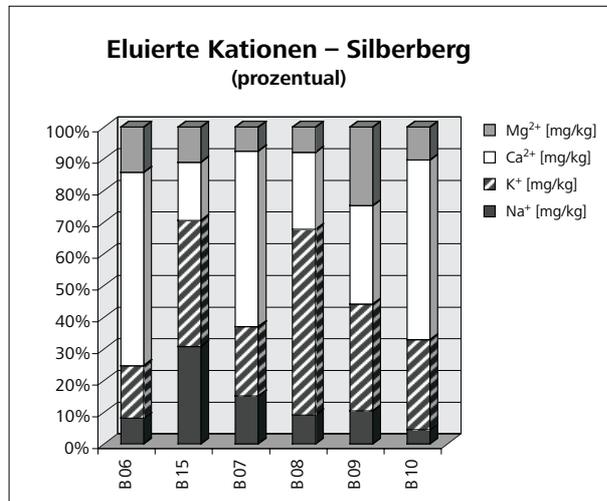


Abb. 6-5: Eluierte Kationen (Silberberg)

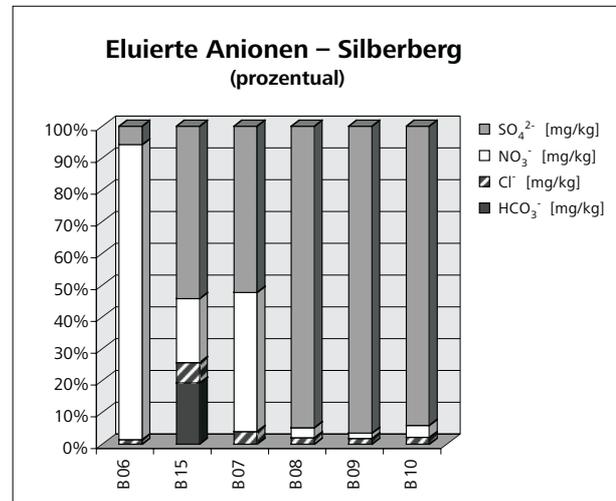


Abb. 6-6: Eluierte Anionen (Silberberg)

Trotz des geringen Anteils von Schwefel im Haldenmaterial (0,5 bis 1,4 %) herrscht im Eluat eine deutliche Dominanz von Sulfat mit über 90 % (Abb. 6-6). Auch die absoluten Werte liegen mit 240 bis 340 mg/kg weit über den Werten der Böden, die maximal 100 mg/kg im Humus erreichen. Die Werte an Nitrat und Chlorid sind gering. Der Sulfat-Wert ist in der Bodenprobe vom Silberberg (B 07) zwar erhöht (52 % bei 20,3 mg/kg), jedoch werden Werte bis zu 80 % SO_4^{2-} auch im Eluat des mineralischen Unterbodens im Arbergebiet sowie im Raum Böbrach beobachtet (B 15). Der absolute Wert der Eluate in der Böbracher Mylonitzzone liegt mit 25–35 mg/kg sogar deutlich höher (Anhang 10).

Bei den eluierten Metallen liegen die Werte des gelösten Aluminiums unter 1 mg/kg, Eisen wird zwischen 0,1 bis 0,3 mg/kg eluiert, während aus den Böden Werte bis zu 8,8 mg/kg Aluminium und 12,7 mg/kg Eisen eluiert werden. Die Manganwerte sind in den Abraumhalden nur geringfügig erhöht (bis 1,5 mg/kg). Anders stellt sich die Situation beim Zink dar: als Leitparameter der Silberberg-Vererzung werden bis zu 5,7 mg/kg aus den Sphalerit-Resten eluiert. Bei den Spurenmetallen wird vor allem Kupfer mit bis zu 1,5 mg/kg verstärkt eluiert, so dass auch dieses Element als charakteristischer Parameter für die Vererzung am Silberberg gelten kann. Auch die Werte des eluierten Bleis liegen mit bis zu 0,2 mg/kg deutlich über denen der Böden (bis 0,05 mg/kg). Auch geringe Mengen der mobilen Metalle Nickel und Cadmium wurden beobachtet, wohingegen der Gehalt an eluiertem Chrom unterhalb der Nachweisgrenze (0,1 µg/kg) bleibt.

6.4.4 Metall-Bindungsformen im Haldenmaterial

An den Proben des Haldenmaterials (B 09 und B 10) sowie der Röstplätze (B 08) wurden die Metall-Bindungsformen der Schwermetalle mit Hilfe von sequentiellen Extraktionen untersucht, um einen Hinweis auf das umweltrelevante Gefährdungspotential des Materials zu erhalten. Es wurde dasselbe Verfahren wie für die Bodenproben angewendet (Kap. 4.2, Kap. 5.2.5). (Werte im Anhang 11.)

Im Vergleich zum Bodenmaterial ist der Gehalt an extrahierbarem **Aluminium** im Haldenmaterial mit maximal 1 000 mg/kg geringer (Abb. 6-7 a). Die Bindungsform des Aluminiums ist jedoch mit einem Vorherrschen der Bindung an gut und schlecht kristalline Eisen-Oxide (E5 und E6 85–90 %) und einem geringen Anteil an der mobilen Fraktion E1 von derselben Art wie in den Böden der Umgebung (Abb. 6-7 b).

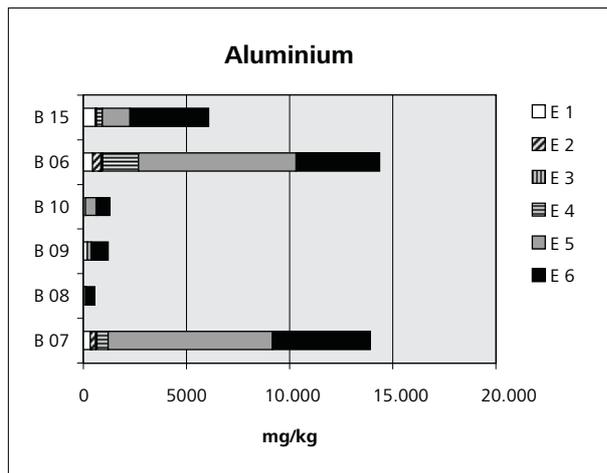


Abb. 6-7 a: Extrahierbares Aluminium (Haldenmaterial) (absolute Werte)

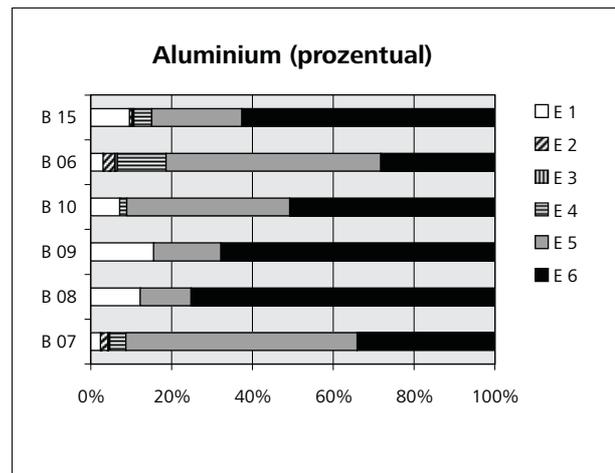


Abb. 6-7 b: Extrahierbares Aluminium (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

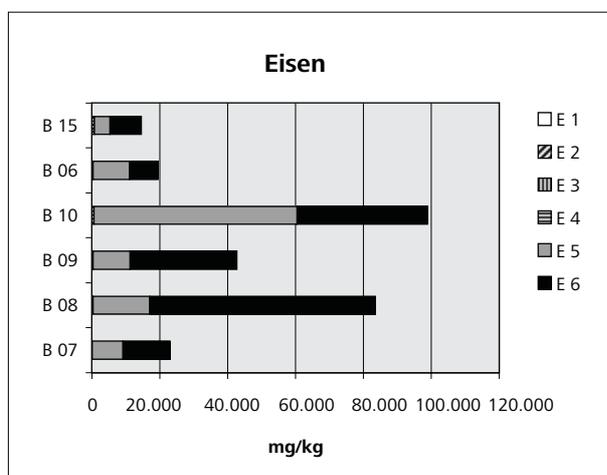


Abb. 6-8 a: Extrahierbares Eisen (Haldenmaterial) (absolute Werte)

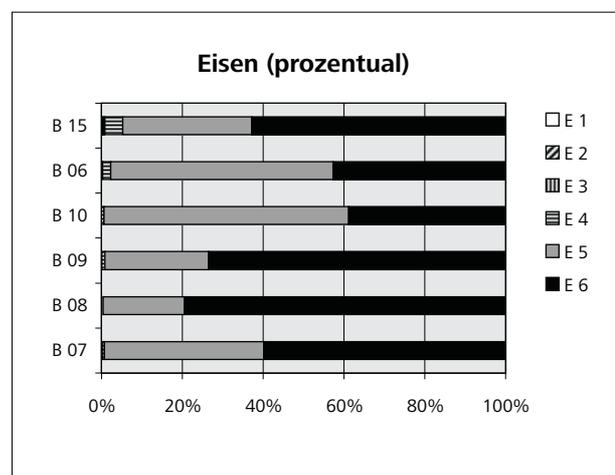


Abb. 6-8 b: Extrahierbares Eisen (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

Beim **Eisen** hingegen liegen die extrahierbaren Mengen wesentlich höher als bei den Böden (40 000 bis 100 000 mg/kg). Das Eisen stammt nahezu vollständig aus Eisen-Oxid-Bindungen (Abb. 6-8 a und b).

Der Gehalt an extrahierbarem **Mangan** ist mit < 50 mg/kg gering und unterscheidet sich nicht wesentlich von dem des Bodenmaterials. Auch hier ist Mangan vorwiegend an Eisen-Oxide (E5 und E6) oder wasserlöslich gebunden.

Wie bereits bei der chemischen Analyse festgestellt (Kap. 6.4.2), kann das **Zink** aus der Zinkblende der Silberbergvererzung in der Umweltanalytik der Umgebung als Leitparameter verwendet werden. Dem entsprechen auch die hohen Mengen an extrahierbarem Zink von 90 – 190 mg/kg in den Proben B 08 und B 09 (Abb. 6-9 a). Aus der Probe B 10 werden insgesamt fast 900 mg/kg Eisen extrahiert. Das Zink ist vor allem an Eisen-Oxide gebunden (E5 und E6 98 bis 99 %), geringe Anteile entfallen auf die wasserlösliche Fraktion E1 (Abb. 6-9 b).

Bei den Spurenmetallen wird **Arsen** aus den Halden nur in sehr geringen Mengen extrahiert (< 4 mg/kg) und liegt noch unterhalb der Werte aus den Böden. Das Arsen ist ausschließlich an Eisen-Oxide gebunden, in den mobilen Fraktionen liegt es, im Gegensatz zum Bodenmaterial, unterhalb der Nachweisgrenze und ist demnach sehr immobil. Im Hinblick auf die Mobilisierung von Arsen geht somit kaum eine Gefährdung aus.

Cadmium wird aus den Halden-Proben B 08 und B 09 wie aus den Böden nur in geringen Mengen extrahiert (< 0,4 mg/kg). Bei der Bodenprobe B 10 werden hingegen bis zu 2 mg/kg extrahiert (Abb. 6-10 a). Diese im Vergleich zu den Böden stark erhöhte Menge ist zudem stärker an Eisen-Oxide gebunden, während die Cadmium-Gehalte in den Böden häufiger in mobilen Fraktionen auftreten. Auch beim Haldenmaterial

kommt Cadmium in wasserlöslich gebundener Form (E1) bis zu 50 % vor, bei B 10 sind es 15 % (Abb. 6-10 b). Durch den Extremwert in Probe B 10 kann auch Cadmium als Leitparameter des Silberbergs angesehen werden.

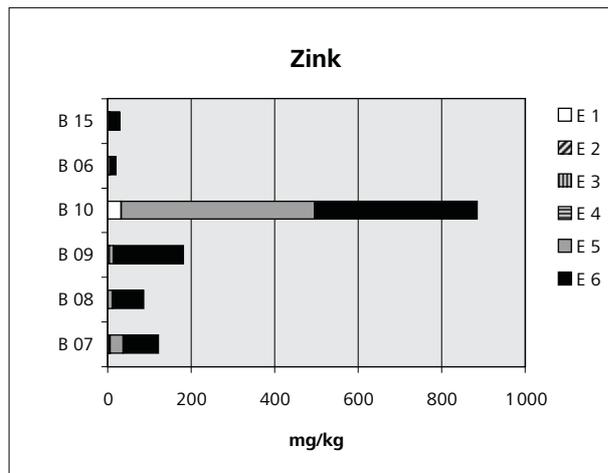


Abb. 6-9 a: Extrahierbares Zink (Haldenmaterial) (absolute Werte)

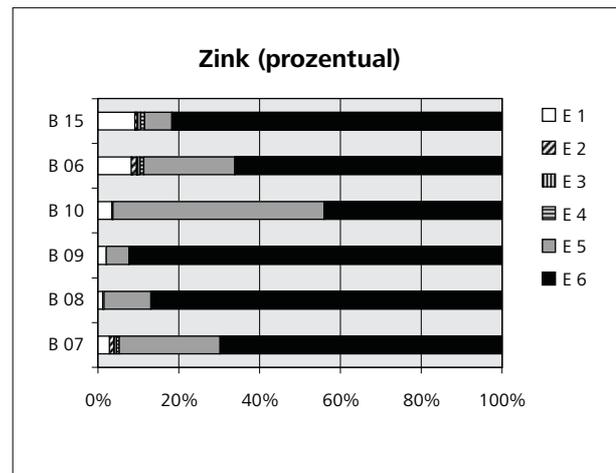


Abb. 6-9 b: Extrahierbares Zink (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

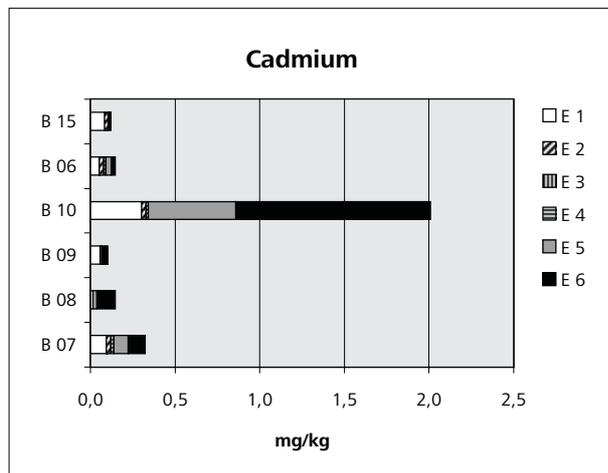


Abb. 6-10 a: Extrahierbares Cadmium (Haldenmaterial) (absolute Werte)

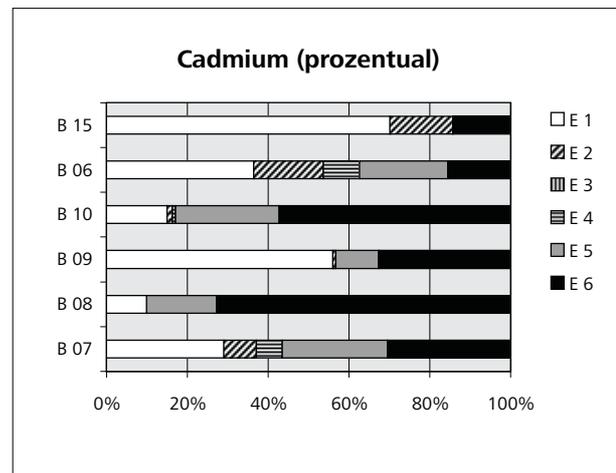


Abb. 6-10 b: Extrahierbares Cadmium (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

Wie beim Cadmium ist auch der Gehalt an extrahierbarem **Cobalt** in den Proben B 08 und B 09 gering (< 1 mg/kg), während er in der Probe B 10 20 mg/kg beträgt (Abb. 6-11 a). Der Gehalt an Cobalt übersteigt die Werte in den Böden deutlich und ist vorwiegend an Eisen-Oxide gebunden, mit geringen Bindungsanteilen der mobilen Fraktion E1 und der organischen Substanz (Abb. 6-11 b).

Chrom wird aus dem Haldenmaterial in geringeren Mengen als aus den Böden extrahiert (bis 6 mg/kg). Es ist fast ausschließlich an Eisen-Oxide gebunden.

Das im Silberberg-Erz reichlich vorhandene Metall **Kupfer** wird erwartungsgemäß in größeren Mengen aus dem Haldenmaterial extrahiert (25 – 35 mg/kg in B 08 und B 09, mit einem Maximalwert von 140 mg/kg in B 10) (Abb. 6-12 a). Somit ist auch Kupfer ein charakteristisches Element des Silberbergs. Es ist vor allem an schlecht kristalline Eisen-Oxide gebunden (70 – 90 %), in B 08 vor allem an gut kristalline Eisen-Oxide (E6). Auch wasserlösliche Bindungen (E1) und Bindung an organische Substanz (E4) treten auf (Abb. 6-12 b).

Nickel zeigt auch im Haldenmaterial des Silberbergs eine heterogene Verteilung. In den Proben B 08 und B 09 ist der Gehalt an extrahierbarem Nickel geringer als in den Böden (< 1 mg/kg), in der Probe B 10 ist er höher (8,5 mg/kg), wobei die Bindung an schlecht kristalline Eisen-Oxide (E5) vorherrscht. Ansonsten liegen ähnliche Bindungsformen wie in den Böden vor (E5 und E6 zusammen > 60 %).

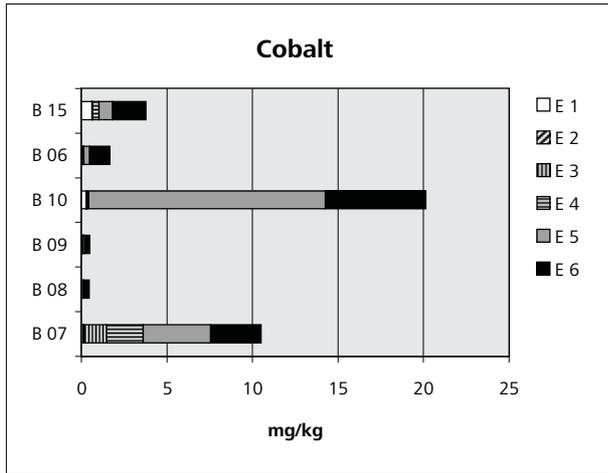


Abb. 6-11 a: Extrahierbares Cobalt (Haldenmaterial) (absolute Werte)

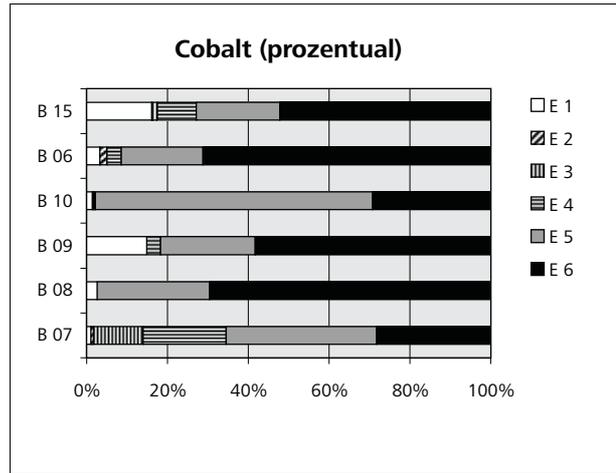


Abb. 6-11 b: Extrahierbares Cobalt (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

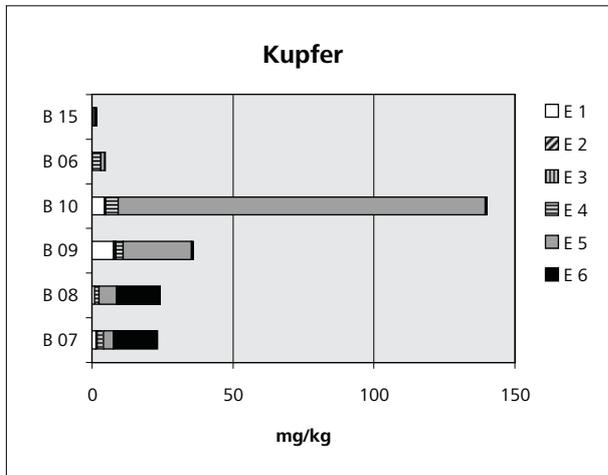


Abb. 6-12 a: Extrahierbares Kupfer (Haldenmaterial) (absolute Werte)

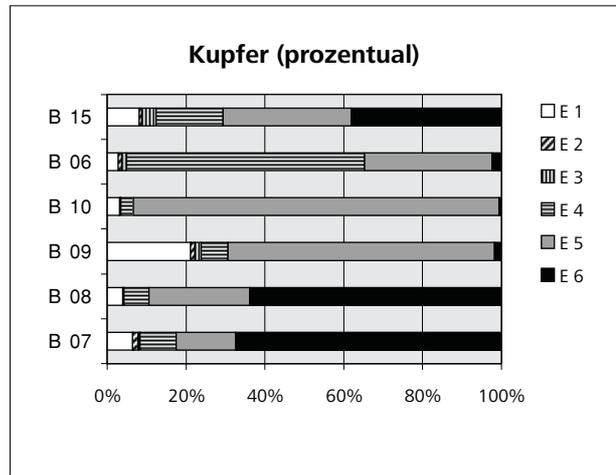


Abb. 6-12 b: Extrahierbares Kupfer (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

Das **Blei**, das in den Erzen am Silberberg in Form von Galenit (PbS) auftritt, wird auch aus dem Haldenmaterial verstärkt extrahiert (170–430 mg/kg) (Abb. 6-13 a). Es ist vor allem an Eisen-Oxide gebunden (E5 und E6 zusammen 70–90 %), aber auch mobile Bindungsformen (E1, E2 und E3) kommen vor (Abb. 6-13 b).

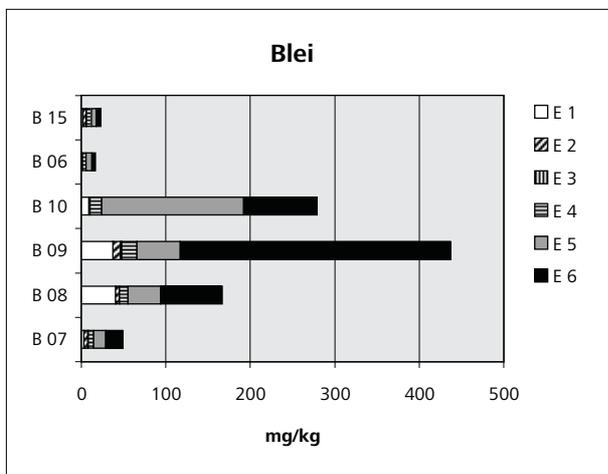


Abb. 6-13 a: Extrahierbares Blei (Haldenmaterial) (absolute Werte)

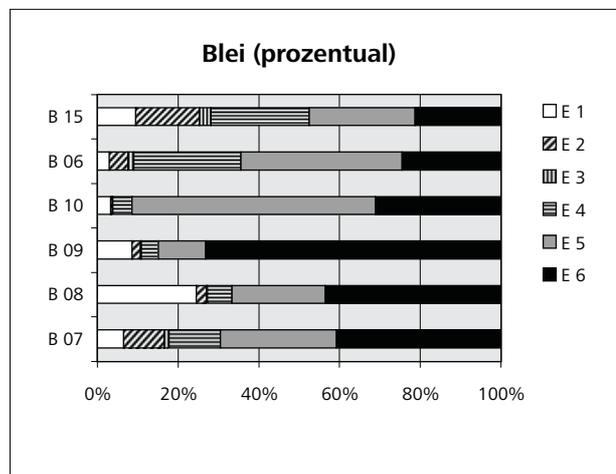


Abb. 6-13 b: Extrahierbares Blei (Haldenmaterial) (prozentuale Werte)

6.5 Wasserwegsamkeiten

Kluft- und Sickerwasser im Erzkörper und Festgestein

Im Silberberg sind mehrere Bereiche mit starker Zerklüftung und Störungen bekannt, wie z. B. eine N–S streichende, saiger stehende Störung im Helena- und Neustollen und eine 165° streichende und 55° NE einfallende Störung im Wolfgangstollen (BLENDINGER & WOLF 1971, SCHMITT 1984). Mehrere Quellen befinden sich im Bergwerk, die an solche Klüfte gebunden sind. Eine davon ist die in die Untersuchungen einbezogene Quelle im Helenastollen (BOD 36, Abb. 6-2). Hier wird das Wasser aufgestaut und in ein Becken mit Entsäuerungsanlage abgeleitet. Da der Zulauf der Quelle nicht zugänglich ist, konnte die Schüttungsmenge nicht bestimmt werden.

Zufluss von Sicker- und Oberflächenwasser in das Bergwerk erfolgte früher durch zahlreiche Stolleneingänge und Lüftungsschächte, die jedoch im Laufe der Zeit mit Abraum und Beton verdämmt wurden. Das Eindringen von Sickerwasser konnte so um ein Drittel vermindert werden (Mündl. Mitteilung Dr. Kellerbauer, ehem. Mitarbeiter der Bayerischen Hütten- und Salzwerte).

Wasser im Bergwerk

Durch die großen Hohlräume im Bergwerk, die fast alle untereinander in Verbindung stehen, kann das Sickerwasser zum Wasserfluss innerhalb des Bergwerks beitragen. Das sauerstoff-gesättigte Wasser oxidiert die Sulfiderz-Reste im Bergwerk und wird dabei mit Metallen angereichert während der pH-Wert weiter in den sauren Bereich sinkt (Kap. 6.3.3). Gelegentlich werden orange bis dunkelrot gefärbte, durch Verdunstung aufkonzentrierte Grubenwässer in Lachen beobachtet. Aus mit Abraum verfüllten Stollengängen sickert Wasser mit langsamer Geschwindigkeit heraus und hinterlässt dabei stalagtit-artige Ausfällungen von Eisen-Oxid. Im Bergwerk wurden zwei solche Tropfwasser-Vorkommen im Barbarastollen und im Schacht »Abteufen 3« (Abb. 6-1) beprobt (BOD 75 und 76) (Abb. 6-2). Im Bereich des Eingangs zum Barbarastollen ist das Sickerwasser zu einem See aufgestaut, der früher als Löschwasser-See benutzt wurde (BOD 37). Auch bei diesem ist weder Abfluss noch Zufluss zugänglich, so dass keine Schüttungsmenge bestimmt werden konnte (Beschreibung der Probenahmestellen in Anhang 12).

Innerhalb des Bergwerks wird das Wasser seit jeher auf das tiefste Stollenniveau abgeleitet. Früher waren dies der Grünwasserstollen, in dem das Wasser durch Algen grün gefärbt war (BLENDINGER & WOLF 1971) und der Unterbaustollen, der auch als »Wasserstollen« bezeichnet wurde, da er das Wasser für die Aufbereitung der Erze auf der Terrasse am W-Hang des Silberbergs lieferte (Abb. 6-1). Der Grünwasserstollen ist heute nicht mehr zugänglich. Das Grubenwasser wird heute gezielt in zwei Auslässen mit unterschiedlichen Anteilen von Quellwasser verdünnt in PVC-Leitungen ausgeleitet:

Auslass aus dem Unterbaustollen (BOD 71): Auslass an der Silberbergstraße im Ortsbereich von Bodenmais, Einleitung in die Kanalisation; Stollenmundloch verdämmt; farblos, hoher Quellwasseranteil.

Auslass aus dem Ludwigstollen (BOD 38): Messschacht unterhalb Ludwigstollen-Mundloch und Einleitung unterhalb der neuen Umgehungsstraße von Bodenmais in den Stollenbach (BOD 72); gelblich-orange, starke Ausfällungen von Eisen-Oxiden im Rohr, am Messkasten und an der Einmündung in den Stollenbach (orange-braune Ablagerungen). Die Ablagerungen verringern sich entlang des Fließwegs und sind bei der Mündung in den Rothbach nicht mehr erkennbar.

Am Messkasten des Ludwigstollen-Auslasses wurde während des Untersuchungs-Zeitraums eine mittlere Schüttung von 1,62 L/s (Minimum 0,68, Maximum 2,5 L/s) gemessen, am Auslass des Unterbaustollens eine mittlere Schüttung von 1,5 L/s. Der Auslass des Unterbaustollens ist wegen turbulenten Fließens und Umlauf des Auslass-Rohres schlecht quantifizierbar. Insgesamt kann von einer mittleren Gesamt-Schüttungsmenge der beiden Auslässe von etwa 3 L/s ausgegangen werden (Anhang 13a).

Sickerwasser im Bereich der Abraumhalden

Das anfallende Sickerwasser außerhalb des Bergwerks war im Rahmen der Untersuchungen quantitativ nicht erfassbar. Wegen der hohen Durchlässigkeit des Materials ist eine gute Perkolierbarkeit gegeben. Bock (1990) bestimmte bei einer Untersuchung des Haldenmaterials am W-Hang des Silberbergs die Korngröße sandiger Kies mit Eisenerzbrocken. Das Material zeigt auch Anzeichen der thermischen Behandlung von der Aufbereitung (»Kiesabbrand« und Holzreste). Die Mächtigkeit der über 35 000 m² ausgedehnten Halde reicht von 1,5 bis 4 m. Das Material wurde Mitte der 1980er Jahre mit Bodenmaterial überdeckt (mündl. Mitteilung Dr. Kellerbauer, ehem. Mitarbeiter der Bayerischen Hütten- und Salzwerte). Vorher war die Halde vereinzelt mit Birken und Kiefern bewachsen. Diese Anzeiger für Trockenstandorte belegen die hohe Durchlässigkeit und gute Drainageleistung des Haldenmaterials. Bei Starkregen wird eine hohe Sedi-mentfracht im Oberflächenabfluss beobachtet, die durch Abspülung von feinerem Material hervorgerufen wird (Probenahme im August 2002, BOD 74, Abb. 6-2). Unterhalb der ehemaligen Röstplätze, die sich am Oberhang des Silberbergs auf der SW-Seite des Silberbergs befinden, wurde hangabwärts der Einfluss von Sickerwasser mit höherer Mineralisation im Oberflächenwasser beobachtet (BOD 73, Abb. 6-2).

Veränderte Abflussverhältnisse durch Baumaßnahmen

Durch Baumaßnahmen, insbesondere Straßen- und Hausbau, wurden die Abflussverhältnisse im Bereich der Abraumhalden in der Umgebung des Silberbergs verändert. Besonders der Bau der Umgehungsstraße von Bodenmais, bei dem ein Teil der Abraumhalde am W-Hang des Silberbergs angeschnitten wurde, stellt einen gravierenden Eingriff in die hydrogeologischen Verhältnisse dar. Durch den Bau der Straße wurden Teile der Halde angeschnitten und das umgelagerte Material in einem anderen Teil (am E-Ende der alten Halde) über altem Haldenmaterial abgelagert, wo es mit Folien abgedeckt wurde, um ein Eindringen von Sickerwasser zu verhindern. Im Bereich der angeschnittenen Halde wurde zwar das Material bis auf eine Tiefe von 2 m ausgehoben und die Straße mit Geotextil abgedichtet, jedoch steht im Drainagegraben im Böschungsbe-reich unterhalb des aufgetragenen Blockmaterials das Haldenmaterial immer noch an und wird bei Starkre- gen abgeschwemmt. Auf der W-Seite der Straße am Straßendamm sowie nördlich der Straße in einem Fischweiher wird ein Leaching-Effekt von metallhaltigem Sickerwasser mit einer begleitenden Ausfällung der Metalle beobachtet. (Abb. 6-2). Dadurch wird deutlich, dass der Bau der Straße zur Remobilisierung der Metalle der Abraumhalden führt.

Im Jahr 2002 wurde im Rahmen eines Hausbaus der Auslass des Ludwigstollens (BOD 72), der unterhalb der Umgehungsstraße von Bodenmais in den Stollenbach mündet, verlagert. Für die neue Leitung wurde ein Betonrohr verwendet, was aufgrund des stark sauren, aggressiven Wassers die Gefahr von Korrosion mit sich bringt. Auch im Ortsbereich von Bodenmais an der Silberbergstraße südlich des Bahndamms wurde durch den Bau einer Dichtwand eine Veränderung der Abflußwege hervorgerufen (erkennbar an einer Änderung der Abflussmenge und der Wasserchemie des Grundwassers in BOD 11, Abb. 6-2).

Grundwasser im Umfeld des ehemaligen Erzbergwerks

In der Umgebung des Silberbergs treten einige Quellen zutage, die aus dem oberflächennahen Aquifer der Verwitterungszone gespeist werden (Kap. 3.3.1). Im Quellgebiet am Südhang des Silberbergs (BOD 24, Abb. 6-2), in dem zwei Quellaustritte gefasst wurden, wurde während des Untersuchungs-Zeitraums eine mittlere Schüttung von 3,3 L/s gemessen (Minimum 0,5, Maximum 8,5 L/s). Die hohe Variabilität der Schüt-tung korrespondiert mit dem Einfluss von Niederschlägen und Schmelzwasser. In der Quelle BOD 25, die sich am Fuße des Silberbergs am W-Hang befindet, wurde eine geringe mittlere Schüttung von 0,1–0,2 L/s gemessen. Auch hier korrespondiert die Abfluss-Schwankung mit dem Einfluss von Niederschlags- und Schmelzwasser (Anhang 13a).

Am Fuße des W-Hangs des Silberbergs an der Silberbergstraße wird Grundwasser beobachtet, das sich in seinem Chemismus deutlich von den anderen Grundwässern des Gebietes unterscheidet (BOD 11). Die genaue Lage und Tiefe der Quelfassung ist nicht bekannt, befindet sich aber nach Angaben des Eigentü-mers in der Nähe des Bahndamms der Bahnstrecke Zwiesel – Bodenmais, die die Silberbergstraße kreuzt. Nach SCHMITT (1984) wurde beim Bau des Bahndamms im Jahr 1928 eine starke Zerklüftung und Zerrüttung

mit Grundwasserführung beobachtet. Im Bereich der Silberbergstraße schneiden sich zwei Kluft- und Störungszonen der N–S und NW–SE-Richtung, wie auch an der Morphologie des in NW–SE-Richtung streichenden Bergzugs »Kreuzweghänge« mit seinem markanten Einschnitt zu erkennen ist. Zusätzlich treten Klüfte in NNE–SSW-Richtung auf, die maßgeblich an der Zerrüttung des Untergrunds in der Umgebung der Silberbergstraße beteiligt sein dürften. Da der Zulauf im Quellschacht unter Wasser liegt, konnte die Schüttung meist nicht bestimmt werden. Nur im Herbst und Winter 2001/2002 konnte bei einem Wasserstands-Minimum die Schüttung am Zulaufrohr mit 0,22 L/s (10/2001) und 0,12 L/s (02/2002) bestimmt werden.

SCHMITT (1984) vermutet das Einzugsgebiet der Quelle in Richtung NE–E an den Kreuzweghängen und am Silberberg. Das Gebiet ist teilweise mit einer 2–3 m mächtigen jungpleistozänen Soliflukions- und Blockschutt-Schicht überdeckt (SCHMITT 1984, BAYGLA 1998, Kap. 3.4.3). In diesem Bereich entspringen mehrere Quellen in einer Vernässungszone, die aus dem Bereich oberhalb der wasserhemmenden Fließerdeüberdeckung gespeist werden. Auch sie weisen eine erhöhte Mineralisation auf, die aber nach SCHMITT (1984) geringer ist als diejenige der Messstelle BOD 11, so dass für diese eine Speisung aus einem tiefer liegenden Grundwasserleiter angenommen werden kann. Auch die geringe Schüttung im Februar 2002 zur Zeit der Schneeschmelze weist auf einen tiefer liegenden, ausgeglicheneren Grundwasserleiter hin, der erst mit Verzögerung auf die große Schmelzwasser-Menge reagiert. Im Vergleich zu den Untersuchungen von Schmitt ist die Mineralisierung der Messstelle BOD 11 heute geringer, was möglicherweise mit einer Veränderung des Grundwasserstroms durch den Bau einer Dichtwand auf dem Nachbargrundstück zusammenhängt.

6.6 Hydrochemie

6.6.1 Grubenwasser

Die Wässer, die im Inneren des Bergwerks beobachtet werden, sind zum Teil sehr hoch mineralisiert, werden jedoch bereits im Bergwerk mit geringer mineralisiertem Sicker- und Grundwasser verdünnt, so dass sehr unterschiedlich konzentrierte Wässer auftreten. Im Tropfwasser, das aus mit Abraum verfüllten Stollen unter Ausfällung von Eisen-Oxid sickert (BOD 75 und 76) wird eine spez. elektr. Leitfähigkeit von 2000 bis 9000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ beobachtet. Der Löschwassersesee im Eingangsbereich des Bergwerks (BOD 37), in dem Sicker- und Bergwerkswasser gesammelt wird, weist nur noch einen Mittelwert der Leitfähigkeit von 1785 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1445–1987 $\mu\text{S}/\text{cm}$) auf. Der Auslass des Grubenwassers aus dem Ludwigstollen (BOD 38), der ebenfalls mit weniger mineralisiertem Sickerwasser und Grundwasser gemischt wird, hat nur noch eine mittlere Leitfähigkeit von 1211 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (bei einer Schwankung von 808 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zur Zeit der Schneeschmelze bis 1526 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im August nach längerer Trockenperiode). Durch erhöhtes Aufkommen von Schmelz- bzw. Sickerwasser entsteht somit ein Verdünnungs-Effekt (Anhang 13a).

Der pH-Wert der Grubenwässer unterschreitet einen Wert von 2,5 nicht, was auf Pufferreaktionen durch Verwitterung der in den Erzkörper eingeschalteten und an diesen angrenzenden Silikate zurückgeführt werden kann (NORDSTROM 2000). Der Löschwassersesee (BOD 37) weist einen pH-Wert zwischen 2,5 bis 2,9 pH-Einheiten auf. Der bereits stärker verdünnte Auslass aus dem Ludwigstollen (BOD 38) hat einen mittleren pH-Wert von 2,9 bei einem Minimum von 2,6 und einem Maximum von 3,1 pH-Einheiten zur Zeit der Schneeschmelze. Der Verdünnungseffekt führt hier zu einer Anhebung des pH-Wertes.

Die Temperatur der Grubenwässer schwankt im Inneren des Bergwerks nur wenig (5,7–5,9° C). Nur der Löschwassersesee im Eingangsbereich des Bergwerks ist thermischen Veränderungen durch die Lufttemperatur ausgesetzt (4,3–8,0° C). Auch die Temperatur des Wassers am Auslass aus dem Ludwigstollen schwankt in diesem Bereich.

Das Sicker- und Tropfwasser im Bergwerk sowie das turbulent fließende Wasser der Auslässe sind sauerstoff-gesättigt (80–100 % O₂), während das stehende Wasser im Löschwassersee mit 35–50 % an Sauerstoff verarmt ist. Auch in den Tropfwasser-Lachen wurden nur 34 % O₂ gemessen. Die Redoxverhältnisse werden in den Bergwerks-Wässern jedoch nicht primär durch den Sauerstoff bestimmt sondern durch die Oxidation der Sulfiderze. Vor allem das Redoxpaar Fe-II/Fe-III trägt zu dem hohen Eh-Wert im Grubenwasser von 650 bis 800 mV bei, der deutlich oxidierende Verhältnisse belegt. Im Auslass BOD 38 liegt der Wert mit 832 mV noch etwas höher, da durch die Zufuhr von zusätzlichem Sauerstoff durch turbulentes Fließen die Redoxverhältnisse weiter in den oxidierenden Bereich verschoben werden.

Bei den Grubenwässern handelt es sich aufgrund der Oxidation der Sulfide (Kap. 6.3.3) durchweg um Fe-SO₄-Wässer. Neben den gegenüber dem regionalen Grundwasser leicht erhöhten Gehalten der Kationen Natrium und Kalzium tritt auch Magnesium in deutlich höheren Konzentrationen auf (20–30 mg/L in BOD 37, 44 bis 500 mg/L im Tropfwasser, Anhang 13b), so dass der erhöhte Magnesium-Gehalt als charakteristisch für den Einfluss der Vererzung gelten kann (Abb. 6-14, modifiziertes Diagramm nach SCHOELLER 1962). Bei den Anionen ist das Sulfat mit Werten von 1600–1800 mg/L im Tropfwasser und einem Mittelwert von 755 mg/L in BOD 37 eindeutig das dominierende Ion. Im aufkonzentrierten Tropfwasser wurde ein Maximum von 25 500 mg/L bestimmt. Im Auslass des Grubenwassers (BOD 38) wird noch ein Mittelwert von 457 mg/L beobachtet. Hydrogencarbonat ist aufgrund des niedrigen pH-Wertes in keinem der Grubenwässer stabil. Die Nitratwerte sind im Löschwassersee BOD 37 gering (< 1 mg/L), im Auslass BOD 38 mit einem Mittelwert von 2,3 mg/L durch die Zufuhr von Niederschlags- bzw. Grundwasser etwas höher. Im höher mineralisierten Tropfwasser (BOD 75 und 76) werden Werte zwischen 10 und 14 mg/L beobachtet, die durch Verdunstung hervorgerufen werden. Unklar ist die Ursache der schwankenden Chlorid-Gehalte. Im Löschwassersee wird ein Mittelwert von 4,7 mg/L beobachtet, während der Wert im Auslass BOD 38 mit im Mittel 12,7 mg/L erhöht ist. Möglicherweise zeigt sich hier ein Einfluss von Sickerwasser aus dem Bereich der Verkehrswege um das Bergwerk, die im Winter mit Auftausalzen behandelt werden. Die Ganglinie des Chloridwertes zeigt einen ähnlichen Verlauf wie diejenige der Messstelle BOD 58, die vom Einfluß der Straßensalzung geprägt ist (Abb. 6-15). Allerdings werden auch im Bergwerk in Tropfwasser-Lachen stark erhöhte Werte von 140–190 mg/L Chlorid gemessen, bei denen der Einfluss von Straßensalzung unwahrscheinlich ist. Der Chloridgehalt wird entweder durch starkes Aufkonzentrieren durch Verdunstungseffekte oder durch chloridhaltige Fluid Inclusions im Erzkörper hervorgerufen. Auch eine Verbindung zu tiefer zirkulierenden Wässern mit höheren Chloridgehalten entlang von alten, tiefreichenden Störungszonen ist denkbar (Kap. 5.3.3).

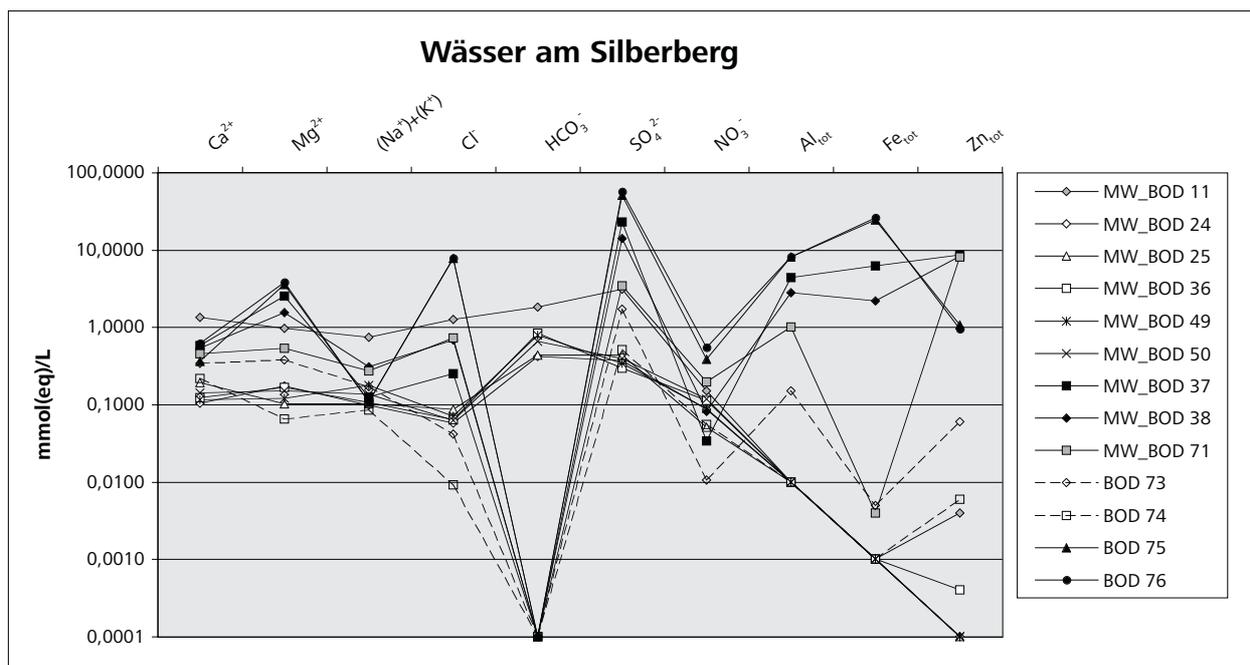


Abb. 6-14: Wässer am Silberberg im modifizierten Diagramm nach SCHOELLER (1962)

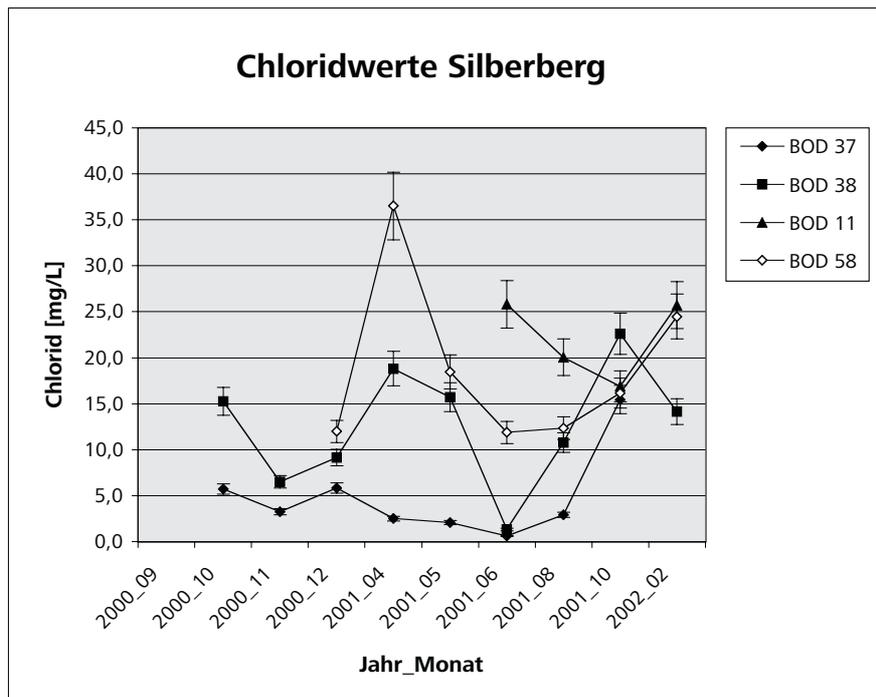


Abb. 6-15: Ganglinie des Chlorids in ausgewählten Messstellen (Silberberg)
(Zeitabschnitte nicht äquidistant)

Der hohe Sulfatgehalt der Grubenwässer wird von einer Reihe von Metallen begleitet (Tab. 6-1). Gelöstes Eisen, gemessen als Fe_{tot} , ist das vorherrschende Metall mit 472 mg/L im Tropfwasser (BOD 75/76), einem Mittel von 115 mg/L im Löschwasserssee (BOD 37) und 61,1 mg/L im Auslass am Ludwigstollen (BOD 38). Die Bestimmung der Eisenspezies ergab, dass in BOD 37 98 % und in BOD 38/72 80 % des Eisens als Fe^{3+} vorliegen. Auch die Gehalte an Aluminium und Zink sind hoch (Al_{tot} : 25,3 bis 73,0 mg/L, Zn_{tot} : 10,0 bis 33,0 mg/L). Die Werte von gelöstem Kupfer sind mit 0,55 bis 1,76 mg/L ebenfalls bedeutend. Zudem wurden Cobalt, Nickel, Blei, Cadmium, Chrom und Arsen nachgewiesen (in abnehmender Reihenfolge in BOD 37). Spuren von Fluorid (0,1 bis 0,6 mg/L) enthalten die Proben BOD 37 und BOD 38. In höher konzentrierten Wässern im Bergwerk wurden Werte bis 7,06 mg/L beobachtet. Die Gehalte an gelöster Kieselsäure sind mit einem Mittel von 57 mg/L (BOD 37) bzw. 37 mg/L (BOD 38) gegenüber dem lokalen Grundwasser stark erhöht, was auf die stärkere Lösung durch das aggressive, saure Sickerwasser zurückzuführen ist. Im Innern des Bergwerks wurden Werte bis 83 mg/L im Tropfwasser beobachtet (Anhang 13d).

Tab. 6-1: Metallgehalte des Grubenwassers

Proben-Nr.	Al_{tot} [mg/L]	Fe_{tot} [mg/L]	Mn_{tot} [mg/L]	Zn_{tot} [mg/L]	As_{tot} [µg/L]	Cd_{tot} [µg/L]	Co_{tot} [µg/L]	Cr_{tot} [µg/L]	Cu_{tot} [µg/L]	Ni_{tot} [µg/L]	Pb_{tot} [µg/L]
BOD 75/76	73,0	472	5,0	33,0	25,0	136	339	45,0	1.757	137	121
BOD 37	44,9	115	2,8	19,4	9,7	74,7	139	31,5	775	77,6	77,5
BOD 38	25,3	61,1	2,0	10,0	5,2	34,3	90,4	7,5	550	53,9	38,8

6.6.2 Grundwasser am Rande der Vererzung

Das Grundwasser im Umfeld des Silberbergs entstammt dem oberflächennahen Grundwasserleiter der Verwitterungszone, weshalb es stärker auf Einflüsse durch atmosphärische Niederschläge anspricht. Die Wassertemperatur der Quellen (BOD 24 und 25) schwankt von 5,3°C zur Zeit der Schneeschmelze bis 8,6°C (BOD 25) bzw. 10,5°C (BOD 24) im Sommer (Anhang 13a). Auch die Schwankung der Kluftquelle im Bergwerk (BOD 36) liegt in diesem Bereich (5,4–8,0°C). Die Mineralisierung des Grundwassers am Rande der Vererzung liegt mit 40–60 µS/cm etwas höher als beim Grundwasser der weiteren Umgebung (bis 30 µS/cm). Das Minimum wird bei der Schneeschmelze durch Verdünnungseffekte beobachtet. Der

pH-Wert bewegt sich zwischen 5,3 und 6,5 pH-Einheiten bei einem Mittelwert von 5,8 (BOD 24) bzw. 5,4 (BOD 25) und liegt damit im Bereich der übrigen Grundwässer (Kap. 5.3.2). Zur Zeit der Schneeschmelze werden Minima von 4,0 bis 4,5 beobachtet. Der pH-Wert der Kluftquelle im Bergwerk liegt mit einem Mittelwert von 6,3 pH-Einheiten (5,9–6,6 mit Minimum im August) deutlich über dem der oberflächennahen Quellen und ist mit den Quellen in der Mylonitzone vergleichbar. Die Wässer sind durchweg sauerstoffgesättigt ($> 70\% \text{ O}_2$), der Eh-Wert liegt bei 450 mV. Auch diese Werte entsprechen dem regionalen Schwankungsbereich (400–600 mV).

Bei den Wässern handelt es sich um Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Wässer mit erhöhten Werten an Natrium (Anhang 13b, 13c). Der erhöhte Sulfatwert zeigt deutlich den Einfluss der Vererzung. Mit Mittelwerten von 9–14 mg/L ist Sulfat im Grundwasser am Rande der Vererzung gegenüber den anderen Grundwässern ($< 5 \text{ mg/L}$) deutlich erhöht. Zusätzlich tritt auch, wie in den Grubenwässern, das Magnesium stärker hervor (Abb. 6-14, Kap. 6.6.1). Der Hydrogencarbonat-Gehalt ist in der Kluftquelle im Bergwerk mit im Mittel 7,6 mg/L signifikant höher als in den Quellen aus dem oberflächennahen Grundwasserleiter, wo er nahe der Nachweisgrenze (3,1 mg/L) liegt. Die Chlorid- und Nitratgehalte sind wie in den Wässern im Arbergebiet gering. Die Gehalte an gelöster Kieselsäure (SiO₂) sind hingegen im Vergleich zu den übrigen Grundwässern im Arbergebiet mit 10–13 mg/L erhöht. Ähnliche Werte treten allerdings auch in der Böbracher Mylonitzone auf.

Wässer mit erhöhtem Sulfatgehalt werden auch in anderen Bereichen des Untersuchungsgebietes beobachtet, wo keine Vererzung bekannt ist. Im Quellgebiet »Frath« bei Böbrach (BOD 48–50) ist das Grundwasser den Quellwässern am Silberberg sehr ähnlich. Es hat eine Mineralisierung von im Mittel 55 µS/cm und einen mittleren pH-Wert von 5,9. Auch hier handelt es sich um Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Wässer mit Sulfat-Werten bis 12 mg/L. In einem tieferen Grundwasser in Brenness (BW 39), das vom Bayerischen Geologischen Landesamt im Jahr 2000 untersucht wurde (BÜTTNER & VORNEHM 2005), wurde ebenfalls ein erhöhter Sulfatwert von 21 mg/L beobachtet. Ein höherer Sulfatgehalt kann hier möglicherweise durch einen höheren Sulfidgehalt in den Gneisen hervorgerufen werden. Die Pegmatite auf der Frath enthalten nach PFAFFL (1971) ebenfalls Sulfide, die hier für den erhöhten Sulfatwert verantwortlich sein dürften. (Kap. 3.2.1/3.2.2). Auch im Eluat des Bodens B 15 auf der Frath werden vergleichsweise hohe Sulfatgehalte beobachtet (Kap. 5.2.4).

Im Grundwasser am Rande der Silberberg-Vererzung, vor allem im Quellwasser im Bergwerk (BOD 36), treten vereinzelt geringe Metallgehalte auf. Al_{tot}, Fe_{tot}, Mn_{tot} und Zn_{tot} konnten im Bereich mg/L nicht nachgewiesen werden ($< 0,1 \text{ mg/L}$, bzw. $< 0,27 \text{ mg/L}$ für Aluminium). Jedoch werden die mobilen Elemente Nickel und Kupfer in den Wässern häufig beobachtet (Ni_{tot} bis 10 µg/L und Cu_{tot} bis 4 µg/L in BOD 36). Diese treten auch im übrigen Grundwasser gelegentlich auf, jedoch in geringeren Konzentrationen. Des Weiteren werden geringe Gehalte an Cobalt, Cadmium und Chrom (Co_{tot} bis 1,5 µg/L in BOD 36, Cd_{tot} bis 0,7 µg/L in BOD 25, Cr_{tot} bis 0,15 µg/L häufig in BOD 36) beobachtet. Die Cadmium-Werte liegen über den regional üblichen Werten (bis 0,1 µg/L), aber noch weit unterhalb des Grenzwertes der Trinkwasserverordnung (BMVEL 2001) von 5 µg/L. Das gehäufte Auftreten von Spurenmetallen in BOD 36 ist möglicherweise auch auf einen Einfluss von metallhaltigem Tropfwasser zurückzuführen, da das Wasser der Quelle im Bergwerk in einem See aufgestaut wird, aus dem die Probe als Schöpfprobe entnommen wurde. Gehalte von gelöstem Chrom bis 0,3 µg/L werden auch im Quellgebiet »Frath« beobachtet. Spuren von Blei und Arsen sowie Fluorid und Bromid treten im Grundwasser am Rande des Silberbergs ebenso wie im übrigen Grundwasser der Region auf (Anhang 13d).

6.6.3 Mischwasser

Im Umfeld des Silberbergs treten Wässer mit unterschiedlichem Mischungsverhältnis von Grundwasser und durch den ehemaligen Bergbau höher mineralisierten Wässern auf. Das in Kap. 6.6.1 beschriebene Wasser aus dem Ludwigstollen (BOD 38) stellt bereits mit Sicker- und Grundwasser verdünntes Grubenwasser dar, die Mineralisierung ist jedoch noch so hoch ($> 1000 \text{ µS/cm}$), dass es als Grubenwasser betrachtet werden kann (VORNEHM ET AL. 2002). Eine stärkere Verdünnung durch im Bergwerk gefasste Quellen erfährt das Grubenwasser des Unterbaustollens (BOD 71). Hier werden im Unterschied zum Ludwigstollen keine Aus-

fällungen von Eisen-Oxid am Stollenauslass beobachtet, das Wasser ist farblos. Es hat eine mittlere Mineralisierung von 271 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei nur geringer Schwankung. Der pH-Wert beträgt im Mittel 4,1 pH-Einheiten. Durch das turbulente Fließen ist auch hier das Wasser sauerstoff-gesättigt, der Eh-Wert von 690 mV zeigt oxidierende Verhältnisse an (Anhang 13a).

Beim Auslass des Unterbaustollens handelt es sich um ein Ca-Mg-SO₄-Wasser. Die Gehalte an Kalzium und Magnesium (9 bzw. 6 mg/L) nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Gehalten des Grundwassers und des Grubenwassers ein (Abb. 6-14, Kap. 6.6.1; Anhang 13b, 13c). Der leicht erhöhte Natrium-Wert (5 mg/L) korrespondiert mit einem erhöhten Chloridwert (13,5 mg/L), der entweder aus dem Bergwerk oder aus dem Einfluss der Verkehrswege stammt (siehe Abb. 6-15, Kap. 6.6.1). Der Nitratwert liegt mit 5,4 mg/L etwas über dem des Grundwassers am Silberberg. Der Sulfatwert ist mit 102 mg/L deutlich geringer als der des Grubenwassers, aber noch um einen Faktor 10 höher als der des Grundwassers am Rande der Vererzung. Der Gehalt an gelöster Kieselsäure liegt mit 22,7 mg/L zwischen dem des Grundwassers und des Grubenwassers. Bei den Metallen tritt noch ein deutlicher Aluminium-Gehalt von 9,1 mg/L hervor (Tab. 6-2), Eisen konnte nur noch im Bereich der Nachweisgrenze detektiert werden (0,1 mg/L). Die erhöhten Gehalte von gelöstem Mangan und dem charakteristischen Silberberg-Metall Zink (4,6 mg/L) zeugen deutlich von der Herkunft des Wassers aus dem Bergwerk. Auch der Gehalt an gelöstem Kupfer von 0,38 mg/L ist erhöht. Ebenso wurden die gelösten Metalle Cobalt, Nickel, Cadmium, Blei, Arsen und Chrom (in abnehmender Reihenfolge) nachgewiesen (Anhang 13d).

Tab. 6-2: Metallgehalte des Mischwassers

Proben-Nr.	Al _{tot} [mg/L]	Fe _{tot} [mg/L]	Mn _{tot} [mg/L]	Zn _{tot} [mg/L]	As _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]	Cd _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]	Co _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]	Cr _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]	Cu _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]	Ni _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]	Pb _{tot} [$\mu\text{g}/\text{L}$]
BOD 71	9,1	0,1	0,77	4,6	1,3	18,7	43,0	0,76	377	35,7	9,4
BOD 11	< 0,27	< 0,03	< 0,02	0,15	< 0,5	0,71	< 0,1	< 0,1	1,1	1,3	< 0,7

Am Fuß des Silberberg-W-Hangs wurde im Ortsbereich von Bodenmais höher mineralisiertes Grundwasser beobachtet (BOD 11), dessen Herkunft nicht eindeutig geklärt ist (Kap. 6.5, VORNEHM ET AL. 2002). Der mittlere Wert der spez. el. Leitfähigkeit beträgt 359 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Zur Zeit der Schneeschmelze wird ein Verdünnungseffekt beobachtet (290 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Der mittlere pH-Wert liegt mit 5,8 (Schwankung von 5,5 zur Zeit der Schneeschmelze bis 6,2 im August) im Bereich der anderen Grundwässer. Das Wasser ist nur mäßig sauerstoffhaltig (56 % bzw. 5,7 mg/L) und hat einen Eh-Wert von 500 mV, der im Rahmen der Redoxverhältnisse der übrigen Grundwässer liegt. Die Wassertemperatur schwankt nur mäßig, von 7,5° C im Februar (Schneeschmelze) bis 10,3° C im August.

Wie bei den anderen Grundwässern am Rande der Vererzung handelt es sich auch hier um ein Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Wasser. Der Kalzium-Wert ist mit einem Mittel von 27 mg/L besonders hoch. Auch der Magnesium-Wert liegt mit einem Mittelwert von 12 mg/L deutlich über dem Wert der anderen Grundwässer im Arbergebiet. Der erhöhte Natrium-Gehalt (14 mg/L) korrespondiert mit einem höheren Chlorid-Gehalt (23,4 mg/L) (Abb. 6-15, Kap. 6.6.1). Auch in diesem Wasser ist der Nitratgehalt mit 4,1 mg/L niedrig und weist keine Unregelmäßigkeiten auf. Auffällig ist hingegen der hohe Wert an Hydrogencarbonat (Mittelwert 16,5 mg/L), wie er in tieferen Grundwässern im Raum Regen (LAUTENSCHLAGER 2002) und in der Böbracher Mylonitzone beobachtet wird. Ein deutlicher Hinweis auf den Einfluss der Sulfidoxidation ist jedoch der hohe Sulfatgehalt mit einem Mittelwert von 112,6 mg/L. Der Gehalt an gelöster Kieselsäure liegt mit einem Mittel von 16,3 mg/L im Bereich der Grundwässer am Rande der Vererzung. Auch die charakteristischen Silberberg-Metalle Zink (im Mittel 0,15 mg/L), Kupfer (1,1 $\mu\text{g}/\text{L}$) und Cadmium (0,71 $\mu\text{g}/\text{L}$) sind gelöst und weisen auf einen Einfluss des ehemaligen Bergwerks und seiner Vererzungszone hin. Die übrigen Metalle konnten hingegen nicht nachgewiesen werden (Tab. 6-2).

6.6.4 Oberflächenwasser im Umfeld des Silberbergs

Im Umfeld des ehemaligen Bergbaus werden auch Oberflächengewässer mit einer höheren Mineralisierung beobachtet, die entweder durch Einleitung von Grubenwasser oder durch Sickerwasser aus dem Bereich der Abraumhalden und Röstplätze hervorgerufen wird. Das Bachwasser des Neuen Stollenbachs unterhalb der

Umgehungsstraße von Bodenmais (BOD 72) entspricht in seiner chemischen Zusammensetzung dem Grubenwasser aus dem Ludwigstollen (BOD 38), da dieses Wasser nach einer etwa 500 m langen Rohrstrecke in den Stollenbach eingeleitet wird. An der Einleitungsstelle werden Ausfällungen von (amorphen) Eisen-Oxiden beobachtet. Bis zur Mündung in den Rothbach (BOD 62) wird das Wasser weiter verdünnt und der pH-Wert angehoben, so dass entlang des Fließwegs der Großteil der Metalle ausgeschieden wird. Am Gebietsauslass des Rothbachs beobachtet man einen pH-Wert von 7,0 und einen Sulfatgehalt von 5–7 mg/L, der über dem für unbelastete Oberflächengewässer im Arbergebiet üblichen Wert von 3 mg/L liegt. Von den charakteristischen Leitmetallen des Silberbergs werden nur noch leicht erhöhte Werte von Cobalt und Cadmium festgestellt (Tab. 6-3; Anhang 13d), Zink kann nur im Bereich der Nachweisgrenze gemessen werden. Die übrigen Metalle werden in derselben Größenordnung auch in anderen (z.T. extrem sauren) Oberflächengewässern der Region gemessen und können somit auch dem geogenen Hintergrund zugeordnet werden.

Tab. 6-3: Metallgehalte des Oberflächenwassers

Proben-Nr.	Al _{tot} [mg/L]	Fe _{tot} [mg/L]	Mn _{tot} [mg/L]	Zn _{tot} [mg/L]	As _{tot} [µg/L]	Cd _{tot} [µg/L]	Co _{tot} [µg/L]	Cr _{tot} [µg/L]	Cu _{tot} [µg/L]	Ni _{tot} [µg/L]	Pb _{tot} [µg/L]
BOD 73	1,4	0,13	0,20	2,0	< 0,42	11,2	11,0	0,69	84,2	8,9	1,6
BOD 74	< 0,27	< 0,03	< 0,10	0,21	< 0,42	3,2	6,4	2,0	28,4	3,2	< 0,72
BOD 61	< 0,27	< 0,10	< 0,10	< 0,01	< 0,42	< 0,05	< 0,19	0,20	1,3	< 1,3	< 0,72
BOD 62	< 0,27	< 0,10	< 0,10	0,06	< 1,3	0,46	0,93	0,23	4,8	0,82	< 0,72

Eine deutliche Erhöhung der Leitfähigkeit wird am S-Hang des Silberbergs in einer etwa 200 m breiten Zone entlang des Forstwegs (Silberbergstraße) beobachtet, die auf einen diffusen Eintrag von höher mineralisiertem Sickerwasser aus den hangaufwärts gelegenen Röstplätzen zurückzuführen ist. Da die Mineralisierung in den Quellbächen hangaufwärts nicht beobachtet wird, ist anzunehmen, dass das Sickerwasser in der Zersatzzone zunächst vertikal verlagert wird, dann in tieferen Schichten lateral zum Hang abfließt, erst weiter unten wieder an die Oberfläche gelangt und dort in den Wasserkreislauf eintritt. In einem Bach am Südhang des Silberbergs (BOD 73) wird eine Leitfähigkeit von 151 µS/cm gemessen, bei einem im Vergleich zu anderen Oberflächengewässern deutlich saureren pH-Wert von 3,5 und einem erhöhten Sulfatwert von 55,8 mg/L. Auch der Magnesium-Wert, der für das Wasser aus dem Bereich des ehemaligen Bergwerks typisch ist, ist mit 4,6 mg/L erhöht (Anhang 13b; Abb. 6-14, Kap. 6.6.1). Auch alle Metalle, die in den Silberbergwässern beobachtet werden, mit Ausnahme des Arsens, wurden hier nachgewiesen (Tab. 6-3). Besonders charakteristisch ist der hohe Kupfergehalt mit 84,2 µg/L, der deutlich den Einfluss des ehemaligen Bergbaus belegt. Auch dieses Wasser wird auf seinem weiteren Fließweg verdünnt, was zur Ausfällung der Metalle führt.

Ein weiterer Leakage-Effekt wurde seit dem Bau der Umgehungsstraße von Bodenmais in einem Fischteich am NW-Hang des Silberbergs beobachtet. Durch das Anschneiden des hoch belasteten Materials (Kap. 6.4.3 und 6.4.4, B 10) wurden Metalle remobilisiert und mit dem Sickerwasser verlagert, so dass an der Böschung des Fischteichs rotbraune Ausfällungen beobachtet werden. Durch Kalkung hat das Teichwasser einen pH-Wert von 7,5, der die Ausfällung der Metalle fördert. Im Wasser werden deshalb nur geringe Metallgehalte von Kupfer und Chrom beobachtet (Tab. 6-3, BOD 61), die dem geogenen Hintergrund entsprechen.

Im Bereich der Abraumhalden am W-Hang des Silberbergs wurde bei Starkregen im August 2001 eine Abspülung von Feinmaterial besonders im Bereich der neu gestalteten Straßenböschung der Umgehungsstraße von Bodenmais beobachtet. Die chemische Untersuchung des abfließenden Wassers (BOD 74) zeigt eine Leitfähigkeit von 52 µS/cm, während die Messung des Niederschlagswassers am selben Tag nur 17–18 µS/cm ergab (Kap. 5.1.2; Anhang 4). Der pH-Wert von 4,0 liegt hingegen noch im Bereich des atmosphärischen Niederschlags. Der Sulfatwert war mit 16,7 mg/L deutlich erhöht. Das Auftreten der charakteristischen Metalle Zink, Kupfer, Cadmium, Cobalt, Chrom und Nickel weist auf eine Abspülung der mobileren Metalle aus dem Bereich der Abraumhalden hin, die mit dem Oberflächenabfluss in die öffentliche Kanalisation gelangen.

6.7 Interpretation der Ergebnisse

6.7.1 Untersuchungen am Haldenmaterial

Das rund um den Silberberg abgelagerte Haldenmaterial ist wie die Böden der Umgebung durch eine weit fortgeschrittene Verwitterung gekennzeichnet, wie das Vorkommen von schwer löslichen Eisen-Oxiden und Kaolinit belegen. Dabei wurde die Umwandlung der Minerale durch den Aufbereitungsprozess und die saure Bodenreaktion beschleunigt. Durch die Zerlegung der Mineralverbände wird die Bildung von sandigem Material als Residuum begünstigt, das nur eine geringe Kationen-Austauschkapazität (KAK) aufweist. Im sauren Milieu wird die KAK zudem zugunsten der Anionen-Adsorption herabgesetzt, da besonders Eisen-Oxide unter sauren Bedingungen nur positive Oberflächenladungen ausbilden (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1998). Daneben trägt auch der geringe Gehalt an organischem Material, das bei niedrigen pH-Werten große Mengen an negativen Oberflächenladungen aufweist, zum geringen Gehalt der KAK bei. Der große Unterschied zwischen der Summe der einzelnen austauschbaren Kationen und der KAK_{ges} kann hier – wie auch bei den Böden – zu einem großen Teil auf austauschbare Protonen zurückgeführt werden.

Die Metalle Eisen, Zink, Kupfer und Blei werden aus dem Haldenmaterial verstärkt extrahiert, sind jedoch vorwiegend an Eisen-Oxide gebunden, von denen sie nur bei stärkerem Säureangriff freigesetzt werden können. Wegen der sauren Reaktion im Haldenmaterial ist dies jedoch wahrscheinlich. Zudem kommen auch geringere Anteile von leicht mobilisierbaren und leicht nachlieferbaren Bindungsformen vor (E1 – E4), die eine Freisetzung der Metalle ermöglichen. In der Probe B10, die sich im Bereich des Straßeneinschnitts der Umgehungsstraße von Bodenmais befindetet, wurde stärker metallhaltiges Material angetroffen, aus dem größere Mengen an Cadmium und Cobalt extrahiert wurden. Bei den Untersuchungen an den Böden (geogener Hintergrund) konnten die Metalle Cadmium und Cobalt als mobile Metalle eingestuft werden (Kap. 5.2.6). Am Silberberg ist das Cadmium jedoch vorwiegend an Eisen-Oxide gebunden und somit weniger leicht mobilisierbar als in den Böden. Dasselbe gilt für Kupfer, das im Haldenmaterial bis zu 90 % an Eisen-Oxide fixiert ist.

Auch am Silberberg wurden bei den sequentiellen Extraktionen die Basenkationen bestimmt. Auffallend ist hier der wesentlich höhere Gehalt der Alkalimetalle (Natrium 140 – 300 mg/kg; Kalium 1400 – 2300 mg/kg), wobei diese vorwiegend an Eisen-Oxide und nur zu geringen Teilen leicht löslich (E1 – E4) gebunden sind. Dies entspricht auch den Ergebnissen der Batchversuche, in denen vor allem Kalium eluiert wurde (Kap. 6.4.3). Erdalkali-Ionen hingegen werden im Vergleich zu den Böden in geringeren Mengen extrahiert, was auf eine stärkere Auswaschung unter den extrem sauren Bedingungen im Haldenmaterial hinweist.

Bei der Bodenprobe am Fuße des Silberbergs, B07, ist anhand der extrahierbaren Menge und dem Bindungscharakter der charakteristischen Parameter Zink, Cadmium, Cobalt und Kupfer eine leichte Beeinflussung durch die Vererzung und den ehemaligen Bergbau erkennbar. Die extrahierbaren Mengen an Zink (120 mg/kg), Kupfer (21 mg/kg) und Cobalt (10 mg/kg) sind gegenüber dem geogenen Hintergrund deutlich erhöht (Kap. 5.2.5, Anhang 11). Die absoluten Werte des extrahierbaren Cadmiums sind zwar nicht höher als in den übrigen Böden, jedoch tritt auch hier – wie im Haldenmaterial am Silberberg – die charakteristische Bindungsform an Eisen-Oxide (E5 und E6 zusammen 56 %) in den Vordergrund. Auch beim Kupfer wird durch die Bindungsform (zu 80 % an Eisen-Oxiden) der Einfluss der Vererzungszone angezeigt. In der Bodenprobe B07 fällt ein höherer Mangangehalt auf (350 mg/kg), der mit dem Vorkommen von Granaten (manganreicher Spessartin) im Nebengestein des Silberbergs in Zusammenhang gebracht werden kann (Kap. 6.3.2). Die chemische Analyse zeigt ebenfalls einen erhöhten Mangangehalt (Kap. 6.4.2). Alle anderen Metalle sowie die Basenkationen betreffend verhält sich die Probe B07 wie die Böden des geogenen Hintergrundes.

6.7.2 Hydrochemische Untersuchungen

Neben dem höheren Metallgehalt, der das Umfeld des Silberbergs prägt, wird in den Wässern ein erhöhter Magnesiumgehalt beobachtet, dessen Herkunft unklar ist. Weder in der chemischen noch in der mineralogischen Analyse kann ein Hinweis auf Magnesium aus dem Haldenmaterial gefunden werden (Kap. 6.4.2). Auch im Grundwasser am Rande der Vererzung wird ein im Vergleich zum Arbergebiet erhöhter Wert beobachtet (vgl. Abb. 6-14, Kap. 6.6.1 und Kap. 6.6.2).

Unklarheit herrscht auch über die im Umfeld des Silberbergs beobachteten erhöhten Chloridwerte (BOD 38, 71, 11). Wegen der geringen Datendichte kann die Straßensalzung nicht überall als primäre Quelle für den hohen Chloridwert verantwortlich gemacht werden. Möglicherweise spielen auch Verdunstungseffekte eine Rolle (Abb. 6-15, Kap. 6.6.1). Zudem ist im Rahmen des Störungssystems rund um die Vererzung ein Aufstieg von höher mineralisierten, chloridhaltigen Wässern entlang alter Zirkulationswege, wie sie von BENDER (2000) am Rande von Granitintrusionen beobachtet werden, grundsätzlich nicht auszuschließen. Eine Überlagerung von verschiedenen Einflussfaktoren ist wahrscheinlich.

In diesem Zusammenhang von besonderem Interesse ist das Wasser der Grundwassermessstelle BOD 11 (Kap. 6.6.3). Hier können einerseits Einflüsse von oberflächennahem Sickerwasser (Verdünnungseffekt zur Zeit der Schneeschmelze), Einflüsse aus einem tieferen Grundwasserleiter (erhöhte Hydrogencarbonat-Werte) sowie Einflüsse der Oxidationszone der Vererzung am Silberberg bzw. von Sickerwasser aus den Abraumhalden am W-Hang des Silberbergs (Sulfatgehalt und Silberberg-Leitmetalle) die Zusammensetzung des Wassers steuern. Je nach jahreszeitlich anfallendem Sickerwasser erfolgt eine Mischung der einzelnen Komponenten mit unterschiedlichem Mengenverhältnis.

Am Rothbach, dem Vorfluter des Untersuchungsgebietes, wird am Gebietsauslass ein leicht erhöhter Sulfatgehalt beobachtet (5 – 7 mg/L, gegenüber 3 mg/L in den Bächen des Arbergebietes, Anhang 13b). Dieser wird von den bis dort stark verdünnten Wässern aus dem Silberberg-Umfeld hervorgerufen. Bei der Berechnung der Stoffbilanz für Sulfat-Schwefel im Rahmen des Projektes LOWRGREP (BENDER ET AL. 2002) wurde für das Rothbach-Einzugsgebiet ein Export von 7,6 mg/kg berechnet.

7 Diskussion

7.1 Klassifikation der Grundwässer

Durch das Zusammenwirken von geologischer Situation, Bodenverhältnissen und klimatischen Einflüssen entstehen im Untersuchungsgebiet unterschiedliche Wassertypen, die im modifizierten Diagramm nach PIPER (1944) deutlich zu differenzieren sind (Abb. 7-1). Das Rautendiagramm stellt die Synthese der beiden Dreiecks-Diagramme dar und verdeutlicht Trends und Wassertypen. Die Wässer im Untersuchungsgebiet zeigen ein Spektrum von Wasserinhaltsstoffen, das sich entlang eines Bandes von den alkalihaltigen, überwiegend hydrogencarbonatischen Wässern hin zu den erdalkalihaltigen, überwiegend nitrat-sulfatischen Wässern zieht. Dazwischen herrscht ein kontinuierlicher Übergang, der auf unterschiedliche Mischungsverhältnisse zurückgeführt werden kann.

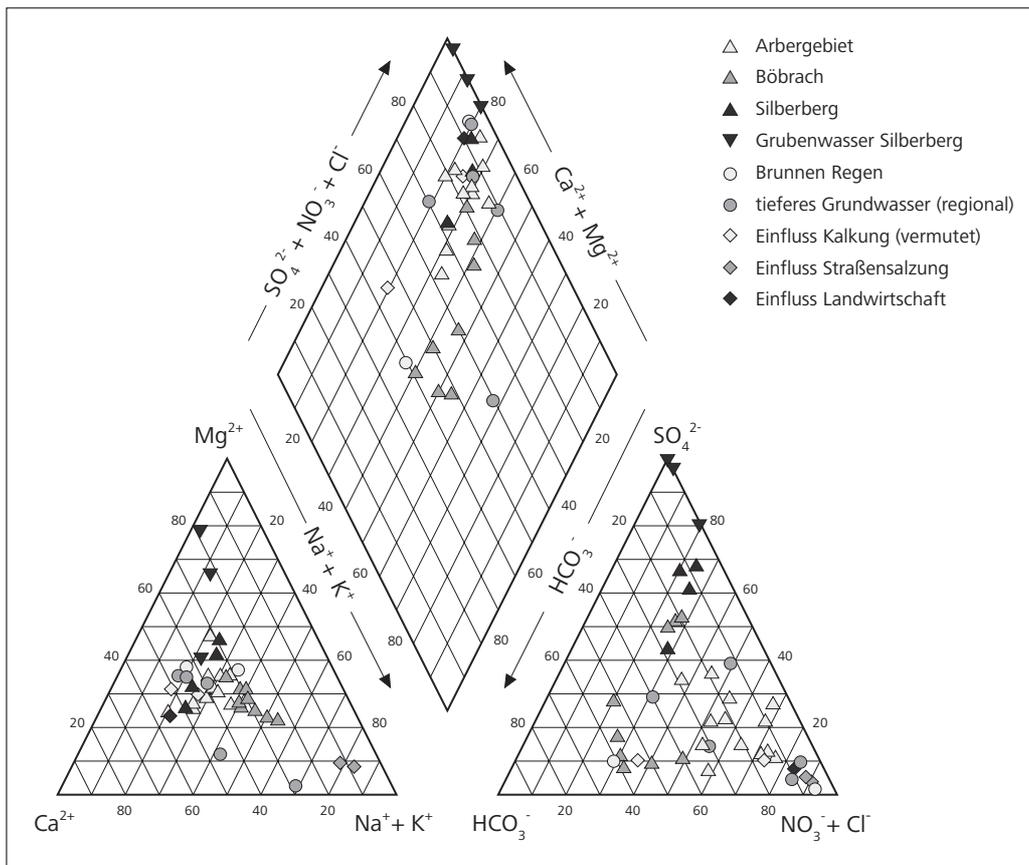


Abb. 7-1: Darstellung der Wässer im modifizierten Diagramm nach PIPER (1944)

Region Bodenmais/Arbergebiet

Die Wässer des Arbergebietes weisen auf der Kationen-Seite nur geringe Unterschiede auf. Die Konzentrations-Verhältnisse zwischen Kalzium, Magnesium sowie der Summe aus Natrium und Kalium sind relativ ausgeglichen mit einem leichten Vorherrschen der Erdalkalien. Auf der Anionen-Seite nimmt Nitrat die vorherrschende Stellung ein (Typ (1), (1a) und (2) aus Kap. 5.3.5). Die Wässer in diesem Gebiet werden vorwiegend durch klimatische und geomorphologische Einflüsse geprägt. Auch die Bodenverhältnisse – insbesondere die verfestigte Solifluktionsschicht in den Hochlagen, die ein Versickern des Wassers in den tieferen Untergrund behindert – sind hier von Bedeutung.

Region Böbrach

Die Wässer im Böbracher Raum sind durch einen höheren Gehalt an Alkali-Ionen und das Vorherrschen von Hydrogencarbonat in der Anionen-Verteilung gekennzeichnet (Typ (3) aus Kap. 5.3.5). In der Böbracher

Mylonitzone wird deutlich, dass trotz der ähnlichen chemischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins im gesamten Gebiet die geologische Situation für die chemische Charakteristik der Wässer von Bedeutung ist. Durch die tektonische Beanspruchung des Gebietes ist ein Zufluss von Wässern aus dem tiefer reichenden Kluft-Grundwasserleiter mit entsprechend längeren Fließwegen möglich, so dass durch die längere Kontaktzeit mit dem Gestein generell eine höhere Mineralisierung der Wässer hervorgerufen wird. Durch das leichter verwitternde Material der Mylonitzone können zudem verstärkt Tonminerale gebildet werden, die zu einer verminderten Durchlässigkeit führen und somit ebenfalls die Kontaktzeit des Wassers mit dem Gestein erhöhen. Wegen der tieferen Lage der Quellen in diesem Gebiet ist jedoch auch eine orographische Prägung denkbar, die durch klimatische Einflüsse bedingt ist. Auch Verlagerungsprozesse in den Hanglagen bzw. Akkumulationsprozesse in den Tallagen sowie die tieferreichendere Bodenentwicklung sind von Bedeutung. Die Kationen-Zusammensetzung in der Mylonitzone wird möglicherweise durch Ionen-Austauschprozesse hervorgerufen. Eine erhöhte Kationenaustauschkapazität konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

Tieferes Grundwasser

Einige tiefere Grundwässer der Region weisen im prozentualen Verhältnis einen höheren Gehalt an Alkali-Ionen auf, der mit einem höheren Chloridgehalt korrespondiert. Auch in den Flachbrunnen im Raum Regen wird ein erhöhter Chloridgehalt beobachtet, der jedoch – zumindest zu einem großen Anteil – durch anthropogene Einträge aus der Straßensalzung hervorgerufen wird. Ein möglicher Zufluss von tieferem Grundwasser wird dadurch maskiert und kann hier nicht nachgewiesen werden.

Grundwasser in Vererzungen

Sowohl am Silberberg als auch auf der Frath im Raum Böbrach treten sulfatisch geprägte Wässer auf, die mit der Lösung von Sulfiden im Gestein zusammenhängen (Typ (4) aus Kap. 5.3.5). Der Einfluss tritt am Silberberg durch die bergbauliche Tätigkeit in der Vergangenheit deutlicher hervor als am Frather Riegel. Das Grundwasser am Rande der Vererzung am Silberberg ist zudem durch einen geringfügig erhöhten Magnesium-Gehalt gekennzeichnet. Zum Vergleich wurden Analysen der Grubenwässer in das Piper-Diagramm aufgenommen, die ebenfalls deutlich durch einen höheren Magnesium-Gehalt charakterisiert sind.

Anthropogene Einflüsse

Während die Zusammensetzung der Kationen im Grundwasser vorwiegend durch die geologische Ausgangssituation bestimmt wird, treten anthropogene Veränderungen in der Verteilung der Anionen meist deutlich hervor. Der Einfluss durch landwirtschaftliche Düngung (Probe BOD 57) zeigt sich deutlich an der hohen Summe von Nitrat und Chlorid (über 80 %). Wässer, die durch winterliche Straßensalzung beeinflusst werden, weisen neben dem stark erhöhten Chloridgehalt einen höheren Gehalt an Alkali-Ionen (vorwiegend Natrium) im Kationendreieck auf. Dieser saisonal stark schwankende Einfluss macht sich auch im Mittelwert der Analysendaten bemerkbar. Zudem sind tiefere Grundwässer den durch Straßensalzung beeinflussten Wässern in ihrer Zusammensetzung oft ähnlich, so dass zusätzlich Ganglinienanalysen berücksichtigt werden müssen. Der Einfluss der Waldkalkung, der in zwei Proben im Arbergebiet vermutet wird, tritt in unterschiedlicher Weise in Erscheinung: Bei der einen Probe ist Hydrogencarbonat das vorherrschende Anion, bei der anderen überwiegt das Nitrat. Als Grund dafür kann die unterschiedliche Durchlässigkeit und Ausprägung des Grundwasserleiters verantwortlich gemacht werden. Im Einzugsgebiet der Quelle mit höherem Nitratanteil befindet sich steinig-blockiges Material, bei der Hydrogencarbonat-haltigen Probe wurde sandiges Material beobachtet (Kap. 5.3.4). Auch Adsorptions- und Ionenaustausch-Prozesse können hier eine Rolle spielen.

7.2 Thermodynamische Betrachtungen

An den Wässern wurden mit Hilfe des Programmcodes PHREEQ-C (PARKHURST 1995, Datensatz »Wateq-4f«) zahlreiche thermodynamische Berechnungen durchgeführt. Die Berechnung der vorkommenden aquatischen Spezies und des Sättigungszustandes gegenüber ausgewählten Mineralien kann einerseits bei der Klassifizierung von Wässern behilflich sein, andererseits kann sie auch Aufschluss über die Genese der Wässer geben.

Der Sättigungszustand eines Wassers zeigt, in wie weit die Konzentration einzelner Inhaltsstoffe durch die Löslichkeit von Primär- und Sekundärmineralen kontrolliert wird, d. h. ob das Wasser gegenüber einem bestimmten Mineral über- oder untersättigt ist. Er wird auf einer logarithmischen Skala mit Hilfe des dimensionslosen Sättigungs-Indexes (SI) nach Gl. 25 angegeben (APPELO & POSTMA 1999).

$$SI = \log (IAP/K) \quad (\text{Gl. 25})$$

Mit:

IAP: Ionenaktivitäts-Produkt (tatsächliche Aktivitäten der Ionen in der Probe)

K: Löslichkeitsprodukt (Aktivität der gelösten Komponenten im Gleichgewichtszustand)

Befindet sich ein Mineral mit der Lösung im Gleichgewicht, so ist $SI = 0$. Ein $SI > 0$ bedeutet Übersättigung, $SI < 0$ zeigt eine Untersättigung an. Die Berechnung beruht auf standardisierten Dissoziationsreaktionen. Der SI eines Minerals ist nur innerhalb des berechneten Systems gültig und kann nicht auf andere Systeme übertragen werden. Da nach APPELO & POSTMA (1999) in natürlichen Wässern ein Gleichgewicht nur selten erreicht wird, gibt der Sättigungszustand nur die Tendenz an, in welche Richtung die Prozesse ablaufen könnten. $SI > 0$ legt demnach eine Ausfällung nahe, $SI < 0$ entsprechend eine Lösung des Minerals.

Die untersuchten Wässer sind gegenüber den meisten Mineralphasen untersättigt. Somit können Karbonate, Sulfate und eine große Anzahl von Silikaten weiterhin in allen Wässern gelöst werden. Die gelösten Inhaltsstoffe liegen – von wenigen Ausnahmen abgesehen – als vollständig dissoziierte Ionen vor. Gelöste aquatische Komplexe sind mit Werten $< 1 \cdot 10^{-7}$ mol/L in den meisten Wässern unbedeutend. Dies mag darauf zurückzuführen sein, dass die Wässer eine sehr geringe Mineralisierung aufweisen und deshalb Unterschiede in der Speziesverteilung nicht so stark ins Gewicht fallen. Eine geringe Differenzierung lässt sich bei den **sulfatischen Spezies** erkennen. Wässer, die sulfatisch geprägt sind, wie die Quellen BOD 24, 25 und 36 am Silberberg und die Quelle BOD 50 am Frather Riegel, enthalten neben SO_4^{2-} auch die aquatischen Komplexe $MgSO_4^0$ und $CaSO_4^0$ in nennenswerten Mengen (je $1 \cdot 10^{-6}$ mol/L, entspricht etwa 1 %).

Eine deutliche Differenzierung zeigt sich bei der aquatischen **C-Spezies**. Hier treten die beiden Spezies HCO_3^- und $CO_2(aq)$ mit saisonal schwankender prozentualer Verteilung auf. Während der Schneeschmelze liegt der Anteil des gelösten Kohlendioxids, das hier vorwiegend mit den atmosphärischen Niederschlägen eingetragen wird, über 80 %, der Gehalt an Hydrogencarbonat dementsprechend < 20 %. Besonders in den Quellen der Hochlagen liegt die C(4)-Spezies vermehrt als gelöstes $CO_2(aq)$ vor. Zur Zeit des Abflussminimums (August 2001) liegt der Gehalt an Hydrogencarbonat in den meisten Quellen hingegen um 30 %, nur einige Quellen der Hochlagen weisen auch beim Abflussminimum noch deutlich unter 20 % HCO_3^- auf. Hier wird deutlich, dass die Wässer der Hochlagen in stärkerem Maße von Niederschlagswasser geprägt sind als die Wässer der tieferen Lagen. Während der trockeneren Monate und in tieferen Lagen ist der Anteil an »echtem« Grundwasser im Quellwasser hingegen etwas höher.

Die Berechnung der C(4)-Spezies ist – wie alle thermodynamischen Berechnungen – stark abhängig vom gemessenen pH-Wert. Bereits eine Änderung des pH-Wertes in der Berechnung um 0,1 pH-Einheiten ergibt eine Änderung der Spezies-Verteilung bis zu 10 %, so dass die Berechnung als unsicher angesehen werden muss. Eine Änderung des Gehaltes an Hydrogencarbonat hat hingegen eine geringere Auswirkung auf das Berechnungs-Ergebnis. Ein Vergleich mit Geländemessungen von CO_2 im Oktober 2001 durch das Bayerische Geologische Landesamt (BÜTTNER & VORNEHM 2005) ergibt stark abweichende CO_2 -Konzentrationen, wobei die berechneten Werte über den gemessenen Werten liegen.

Die Genese der Wässer durch eine Mischung aus Niederschlags- und Grundwasser wird auch bei der Betrachtung des Gehaltes an gelöstem **Silizium** deutlich. Bei der Infiltration durch die kristallinen Gesteine kann sich das Niederschlagswasser entsprechend der Kontaktzeit mit dem Gestein mit Kieselsäure anreichern (Kap. 5.3.5). Die Anreicherung wird durch geringere Durchlässigkeiten und größere Mächtigkeit des Grundwasserleiters, wie sie in den Tallagen meist vorkommen, begünstigt. Im Untersuchungsgebiet wurden oberhalb von 800 m ü. NN SiO_2 -Gehalte unter 7 mg/L festgestellt, während in den tieferen Lagen, besonders im Raum Böbrach, Werte zwischen 10 und 20 mg/L beobachtet werden. Der klimatische Einfluss auf

den Gehalt an SiO_2 im Grundwasser zeigt sich auch deutlich im Jahresgang der SiO_2 -Konzentration, der in fast allen Messstellen einen gleichgerichteten Trend aufweist (Kap. 5.3.2). Auch im Bereich von alten Zirkulationswegen (Störungen, Pegmatitgänge und Vererzungszonen) kommen erhöhte SiO_2 -Werte vor. Diese können mit der Lösung von SiO_2 , das bei der Zirkulation hydrothermaler Lösungen ausgefällt wurde, in Zusammenhang stehen.

Die gelöste Kieselsäure liegt in allen Wässern zu annähernd 100 % als H_4SiO_4^0 vor. Während die Wässer gegenüber den schlecht kristallinen Phasen (amorphes SiO_2 und Silicagel) noch deutlich untersättigt sind (SI $-0,7$ bis $-1,2$) und somit eine Lösung dieser Phasen möglich ist, befinden sie sich gegenüber den stärker kristallinen Phasen Chalcedon und Cristobalit annähernd im Gleichgewicht (Abb. 7-2). Quarz ist in allen Wässern leicht übersättigt. Im Böbracher Raum liegt der Sättigungsindex von Quarz mit $\geq 0,5$ etwas höher als im Arbergebiet (SI für Quarz $< 0,5$). Im Arbergebiet sind die Wässer auch durch eine deutlich stärkere Untersättigung der amorphen Phasen und eine leichte Untersättigung von Chalcedon und Cristobalit gekennzeichnet. Die morphologisch tiefer gelegenen Messstellen im Arbergebiet (BOD 02, BOD 03–05, BOD 14) nähern sich tendenziell der Charakteristik der Wässer im Böbracher Raum an. Ein umgekehrt proportionaler Trend ist bei der morphologisch etwas höher gelegenen Messstelle BOD 50 im Böbracher Raum erkennbar. Generell kann den Wässern mit geringen Gehalten an gelöster Kieselsäure ein höherer Grad der Untersättigung gegenüber amorphen und kristallinen SiO_2 -Phasen zugeordnet werden. Die Berechnung des Sättigungszustandes der Quellwässer gegenüber den SiO_2 -Phasen unterstützt die Differenzierung mit der Höhenlage, die sich bereits beim Gehalt an gelöster Kieselsäure gezeigt hat (Kap. 5.3.5).

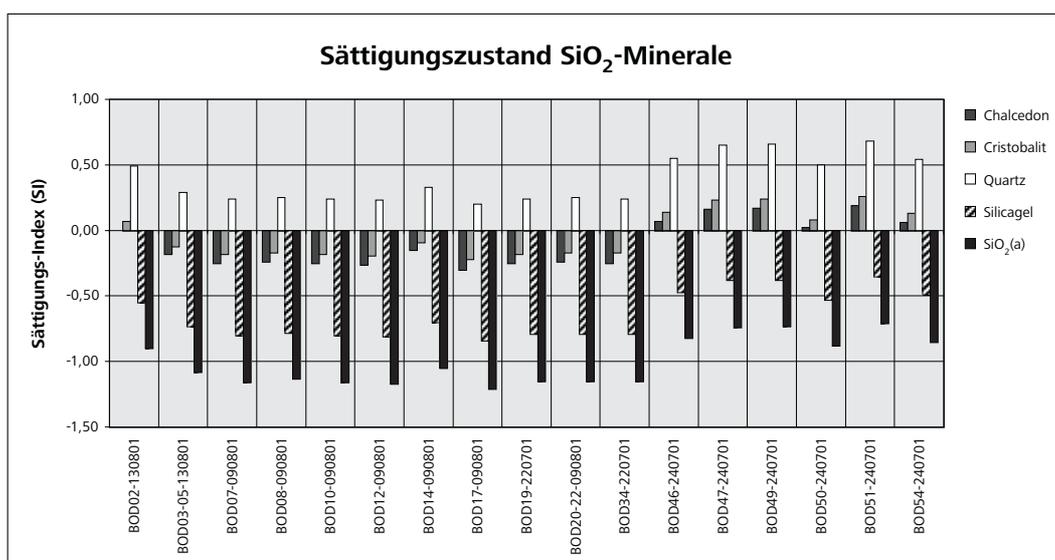


Abb. 7-2: Sättigungszustand der SiO_2 -Mineralen

Der berechnete Sättigungszustand der SiO_2 -Mineralen ist nicht absolut als ein Beleg für das Ausfallen oder Lösen von bestimmten Mineralphasen zu verstehen. Es handelt sich hier um eine rechnerische Größe, die die Einstellung eines Gleichgewichtszustandes voraussetzt. Die Bildung bzw. Lösung der Si-Mineralen in der Natur ist jedoch ein kinetisch kontrollierter Prozess, für den Verweildauer und Fließgeschwindigkeit im Grundwasserleiter entscheidend sind (APPELO & POSTMA 1999). Generell sind amorphe Varietäten leichter löslich als kristalline, wie es durch die Untersättigung der amorphen Spezies in den Wässern zum Ausdruck kommt. Die Bildung von Quarz aus der Bodenlösung wird von SCHACHTSCHABEL ET AL. (1998) theoretisch für möglich erachtet, ist jedoch wegen der hohen Kristallisationsenergie kinetisch stark gehemmt und somit unwahrscheinlich. Da sich das Gleichgewicht der SiO_2 -Phasen nur langsam einstellt, kommen sowohl übersättigte als auch untersättigte Lösungen in der Natur häufig vor. Beim Überschreiten der Löslichkeit von Kieselsäure geht diese nach MATTHES (1993) zunächst in den Solzustand über, wobei schwebende, hydratisierte Kolloide abgeschieden werden. Durch Verdunstung findet eine weitere Übersättigung statt, die das Ausscheiden der amorphen und kristallinen Phasen ermöglicht. Die hoch-Temperatur-Phase Cristobalit kann nach MATTHES (1993) metastabil im breiten Stabilitätsfeld des Quarzes gebildet werden, wobei die Umwand-

lungsprozesse nur langsam vonstatten gehen. Chalcedon als mikrokristalline Quarz-Varietät kann in kieseli- gen Sedimenten gebildet werden. So ist auch eine Ausscheidung aus der Verwitterungslösung denkbar.

Gelöstes **Aluminium** ist im Hinblick auf die Problematik der Grundwasserversauerung durch saure atmo- sphärische Niederschläge für die Wässer in Kristallingebieten von großer Bedeutung. In den Wässern wird gelöstes Aluminium in Gehalten bis 0,6 mg/L beobachtet, wobei höhere Werte ($>0,2$ mg/L) nur selten in der Höhenlage auftreten. Messbare Aluminiumgehalte (als Al_{tot}^{3+}) werden bereits ab einem pH-Wert von $<5,5$ beobachtet. Das Aluminium liegt zum größten Teil als Al^{3+} vor (BOD 17-090801: $9 \cdot 10^{-6}$ mol/L). Daneben tre- ten auch die aquatischen Komplexe $AlOH^{2+}$ und $Al(OH)_2^+$ auf ($8 \cdot 10^{-6}$ bzw. $3 \cdot 10^{-6}$ mol/L). Nach MATTHEß (1988) gehen erst ab einem pH-Wert von $<4,0$ nennenswerte Mengen an toxischem Al^{3+} in Lösung. Zwischen pH 4,5 und 6,5 fällt es als schlecht kristallines Tonmineral aus. Bei der thermodynamischen Gleich- gewichtsberechnung der Wässer im Untersuchungsgebiet zeigt sich eine Übersättigung gegenüber einigen Aluminium-Mineralen. Darunter sind Aluminium-Oxide und -Hydroxide (Gibbsit, Böhmit, Diaspor), Aluminium-Hydroxi-Sulfate (Alunit, Basaluminite) und Aluminium-Silikate (Illit, Kaolinit, Ca-Montmorillonit, K-Glimmer, Prophyllit, Beidellit, Halloysit, Leonhardtite). Eine Ausfällung von Alumogel und Schichtkristallen von Aluminium ist in einem pH-Bereich zwischen 4 und 8,5 pH-Einheiten thermodynamisch durchaus möglich (MATTHEß 1993). Wie bei den SiO_2 -Phasen wird auch bei den Aluminiumphasen das System in erster Linie nicht durch Gleichgewichte sondern kinetisch kontrolliert, weshalb die Ausfällung der Minerale nicht vollständig erfolgt. Hier werden ebenfalls amorphe und schlecht kristalline Phasen begünstigt. Nach SCHACHTSCHABEL ET AL. (1998) wird beispielsweise Gibbsit nicht aus Verwitterungslösungen ausgefällt, da die Bildung anderer Aluminosilikate und vor allem amorpher Al-OH-Verbindungen bevorzugt wird. Eine räumliche oder genetische Differenzierung der Wässer mit Hilfe des Sättigungszustandes der Al-Mineralen ist nicht möglich, da gelöstes Aluminium nur in wenigen Wässern der Hochlagen beobachtet wird und in den übrigen Wässern unterhalb der Nachweisgrenze liegt. Eine Häufung in der Höhenlage ist wegen der tieferen pH-Werte jedoch wahrscheinlich. Auch die Lösung von anderen Metallen ist an tiefe pH-Werte und somit an die Höhenlage gekoppelt. Da die Gehalte jedoch im Spurenbereich und nahe der Nachweisgrenze liegen, kann hier keine signifikante Häufung einzelner Metallvorkommen festgestellt werden.

7.3 Das System Niederschlag – Boden – Grundwasser

Hydro-geochemische Prozesse im System Niederschlag – Boden – Grundwasser

Die chemische Veränderung, die das Niederschlagswasser bei der Infiltration durch die Boden- und Verwit- terungszone erfährt, bestimmt die Hydrochemie des Grundwassers im oberflächennahen Grundwasserlei- ter. Die geochemische Zusammensetzung und Beschaffenheit der Böden sowie der Verwitterungszone spielt dabei eine entscheidende Rolle. Die Böden im Untersuchungsgebiet weisen geochemisch und mine- ralogisch noch eine große Ähnlichkeit mit dem Ausgangsgestein auf. In den Böden treten jedoch die Gehalte an CaO und NaO sowie K_2O zugunsten von Al_2O_3 zurück (Abb. 7-3 a). Dies ist auf die Verwitterung der wenig stabilen Plagioklase, Pyroxene, Amphibole und Biotite im Ausgangsgestein zurückzuführen, die zu Aluminium-Oxiden und Tonmineralen umgewandelt werden. Die Bodenbildung führt zudem zu einer Verarmung an Alkali- und Erdalkalimetallen zugunsten einer relativen Anreicherung der pedogenen Eisen- Oxide (Abb. 7-3 b). (Die in den Abbildungen verwendeten Gesteinsproben stammen aus TROLL ET AL. 1987 sowie LINHARDT 1985, Anhang 2).

Eine relative Anreicherung der stabilen Bestandteile Quarz, Eisen-Oxide, Titan-Oxide und der Schwermine- rale Mangan, Barium und Zirkon sowie das häufige Auftreten der siliziumarmen Verwitterungsprodukte Kaolinit und Gibbsit zeigt eine weit fortgeschrittene Bodenentwicklung (Kap. 5.2.2). Die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Böden ist dabei in allen Höhenlagen und unabhängig vom geologi- schen Umfeld relativ einheitlich. In der Höhenlage (oberhalb etwa 1100 m ü. NN) wird neben der ver- stärkten Tendenz zur Podsolierung eine verfestigte Solifluktionsschicht in etwa 40 cm Tiefe beobachtet. Unterhalb dieser Schicht nimmt der Gehalt an Basenkationen zu, während gleichzeitig Eisen-Oxide zurück- treten. Hier kommen auch Illite vor, die einen weniger starken Grad der Verwitterung belegen (Kap. 3.4.1). Zudem wird ein sprunghafter Anstieg des pH-Wertes beobachtet. Das Material unterhalb der verfestigten Solifluktionsschicht wurde demnach von der rezenten Bodenbildung in geringerem Maße erfasst und vor

intensiver Auswaschung geschützt. Da die Solifluktionsschicht nicht durchgehend ausgebildet ist, ist eine Infiltration von Sickerwasser in tiefere Schichten aber dennoch möglich.

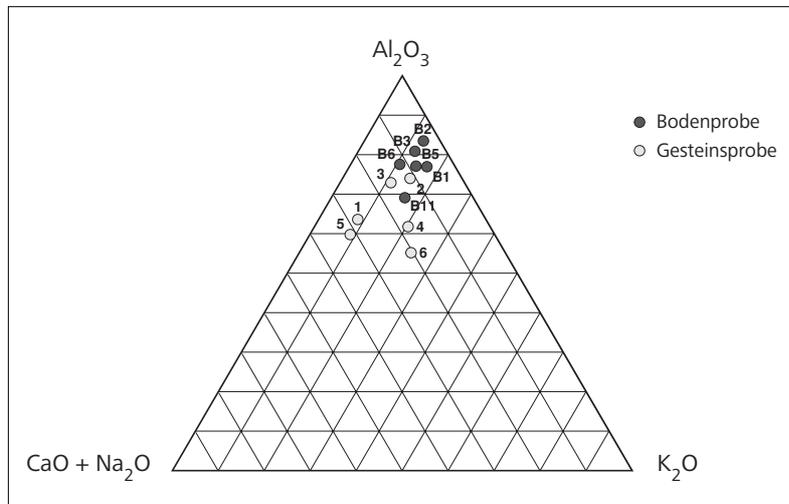


Abb. 7-3 a:
Zusammensetzung
von Boden und
Gestein (mit Al_2O_3)

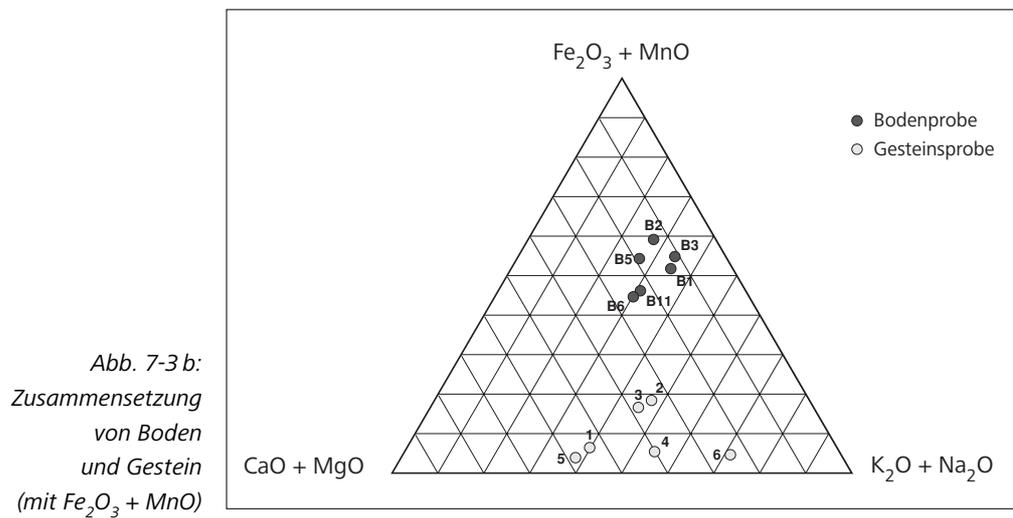


Abb. 7-3 b:
Zusammensetzung
von Boden
und Gestein
(mit $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$)

Trotz des hohen Anteils an Tonmineralen in den Böden ist der Gehalt an austauschbaren Kationen gering (7–8 cmol+/kg). Dies ist auf die saure Bodenreaktion zurückzuführen, die die Ausbildung von negativen Ladungen an den Austauschern teilweise behindert, so dass weniger Kationen adsorbiert werden können. Zusätzlich ist durch die intensive Verwitterung die Zahl der aufweitbaren Tonminerale gering, in deren Zwischenschichten Kationen angelagert werden könnten. Im Humus, wo auch bei niedrigem pH-Wert eine große Menge negativer Ladungen an Huminstoffen ausgebildet ist, ist die Kationen-Austauschkapazität hingegen größer (13–14 cmol+/kg). Die Belegung der Austauscherplätze ist dabei sehr vielfältig. Es treten unabhängig von der geographischen Lage sowohl Erdalkali-Ionen als auch Kalium und Aluminium an den Austauschern auf. Ein großer Anteil ist offenbar auch mit Protonen belegt. Die Basensättigung beträgt 5–16 % im oberen Mineralboden und 18–38 % im Humus (Kap. 5.2.3).

Betrachtet man die Ionen, die aus dem Boden mit Wasser eluierbar sind, so zeichnet sich eine Differenzierung mit der Höhenlage und der geologischen Situation ab. In der Höhenlage wird Nitrat mit einem Anteil von über 60 % eluiert, wobei im Unterboden das Sulfat an Bedeutung gewinnt. Auch bei höherem Sulfidgehalt im Untergrund tritt das Sulfat deutlich hervor. Im Gneiszersatz wird ein deutliches Übergewicht von Hydrogencarbonat in Verbindung mit einem hohen pH-Wert (6,2) beobachtet. Auch aus den Böden der Mylonitzone wird Hydrogencarbonat eluiert. In den übrigen Böden liegt wegen des niedrigen pH-Wertes im Eluat gelöstes CO_2 vor. Bei den Kationen sind die Erdalkali-Ionen meist dominierend, im Humus sowie in der Mylonitzone treten die Alkali-Ionen mehr in den Vordergrund (Kap. 5.2.4). Die Verteilung der eluierten Anio-

nen wird durch den Eintrag von Nitrat und Sulfat mit der atmosphärischen Deposition charakterisiert, der in der Höhenlage von größerer Bedeutung ist als in tieferen Lagen. Der erhöhte Sulfatgehalt in tieferen Bodenschichten weist möglicherweise auf die bedeutendere Deposition von Sulfat in den letzten Jahrzehnten hin. Die eluierten Kationen werden hingegen weitgehend durch geologische Gegebenheiten bestimmt.

Von den Metallen, die in den Böden gebunden sind, können vor allem Cadmium und Kupfer in geringen Mengen mobilisiert werden (Kap. 5.2.5). Dabei sind besonders Versauerungsschübe, beispielsweise durch Schneeschmelzwasser, von Bedeutung. Arsen, Chrom, Kobalt, Magnesium, Nickel und Zink sind hingegen an Eisen-Oxide relativ immobil gebunden. Bei Aluminium und Eisen kommen neben der stabilen Bindungsform an Eisen-Oxide auch organische Bindungen vor, die durch mikrobiellen Abbau gelöst werden können. Blei und Mangan liegen in sehr heterogenen Bindungsformen vor, so dass über ihr Verhalten im Boden keine deutliche Aussage gemacht werden kann. Generell kann wegen der großen Heterogenität der Bodenbeschaffenheit und der zahlreichen Übergangsformen der Bindungen im Mehrphasen-System Boden keine allgemein gültige Aussage über die Mobilität der Metalle formuliert werden.

Im Piper-Diagramm (Abb. 7-4) wird die chemische Veränderung des Niederschlagswassers bei der Bodenpassage bis zur Entstehung von oberflächennahem und tieferem Grundwasser deutlich. In der Darstellung wurden nur Grundwässer aus anthropogen unbeeinflussten Messstellen berücksichtigt (mit Ausnahme der Beeinflussung durch anthropogen veränderte atmosphärische Deposition). Auf Seiten der Kationen, welche die geochemische Zusammensetzung des Materials im Grundwasserleiter widerspiegeln, sind nur geringe (prozentuale) Veränderungen feststellbar. Das Niederschlagswasser reichert sich bei der Bodenpassage mit Erdalkali-Ionen an, welche aus der Verwitterung von Anorthit, Pyroxenen, Amphibolen und Biotit stammen. Entlang der Sickerstrecke tritt der prozentuale Gehalt an gelöstem Kalzium zugunsten des Magnesiums zurück, das zunehmend aus biotitreichem Gestein gelöst wird. Einige Wässer sind zudem mit Alkali-Ionen angereichert, die aus der Verwitterung von Albit, Kalifeldspäten und Biotit stammen. Es handelt sich hier um die Wässer der Mylonitzone, in der neben der feinkörnigeren Struktur des Materials auch Ionenaustauschprozesse eine Rolle spielen können. Bereits die Eluate der Bodenproben weisen hier einen höheren Alkaligehalt auf. Dasselbe gilt für die Eluate der Humusproben aller Böden, die ebenfalls teilweise eine starke Anreicherung mit Alkali-Ionen aufweisen. Hier dürfte der Grund für den höheren Alkaligehalt ebenfalls in Ionen-Austauschprozessen sowie in komplexen biologischen Vorgängen zu suchen sein.

Auf Seite der Anionen zeigt sich eine Anreicherung des Regenwassers in der Bodenzone in zwei Richtungen: zum einen werden Eluate mit einer Sulfatanreicherung beobachtet, zum anderen solche mit einer Anreicherung des Nitrats. Die sulfatisch geprägten Eluate sind durch höhere Sulfidgehalte im Untergrund (Frath, Silberberg) gekennzeichnet. Die nitratischen Eluate spiegeln den Eintrag von Stickstoffkomponenten durch atmosphärische Deposition wider. Die Eluate aus Humus erscheinen sulfatisch, da hier das Nitrat zu Ammonium umgewandelt wurde, welches im Piper-Diagramm nicht dargestellt ist. Alle Grundwässer sind gegenüber dem Niederschlagswasser und dem Bodeneluat deutlich mit Hydrogencarbonat angereichert. Dieses wird aus atmosphärischem und biogenem CO_2 in der Bodenzone bei ansteigendem pH-Wert in tieferen Bodenschichten gebildet. Es ist besonders charakteristisch für die meisten tieferen Grundwässer, Wässer in morphologisch tieferen Lagen und Wässer der Mylonitzone. Ihnen allen dürfte eine längere Kontaktzeit mit dem Grundwasserleiter gemeinsam sein, die die Pufferung des sauren Niederschlags- bzw. Sickerwassers ermöglicht. Die größte Anreicherung mit Hydrogencarbonat zeigt das Eluat aus Gneiszersatz.

In der Synthese des Kationen- und Anionendreiecks zeigt sich noch einmal, dass sich das versickernde Niederschlagswasser – in Abhängigkeit von der geologischen Situation – mit Erdalkali-Ionen oder Alkali-Ionen sowie mit Hydrogencarbonat anreichert. Dabei ist ein Pfad der Anreicherung an Hydrogencarbonat vom oberflächennahen Grundwasser über das tiefere Grundwasser und das Wasser in der Böbracher Mylonitzone in Richtung des Eluats aus Gneiszersatz erkennbar. Dies verdeutlicht, dass die größte Pufferkapazität im Kristallingestein im Gneiszersatz zu suchen ist. Weniger gepufferte Wässer sind hingegen von Nitrat geprägt, das durch den Eintrag von N-Komponenten mit dem atmosphärischen Niederschlag hervorgerufen wird.

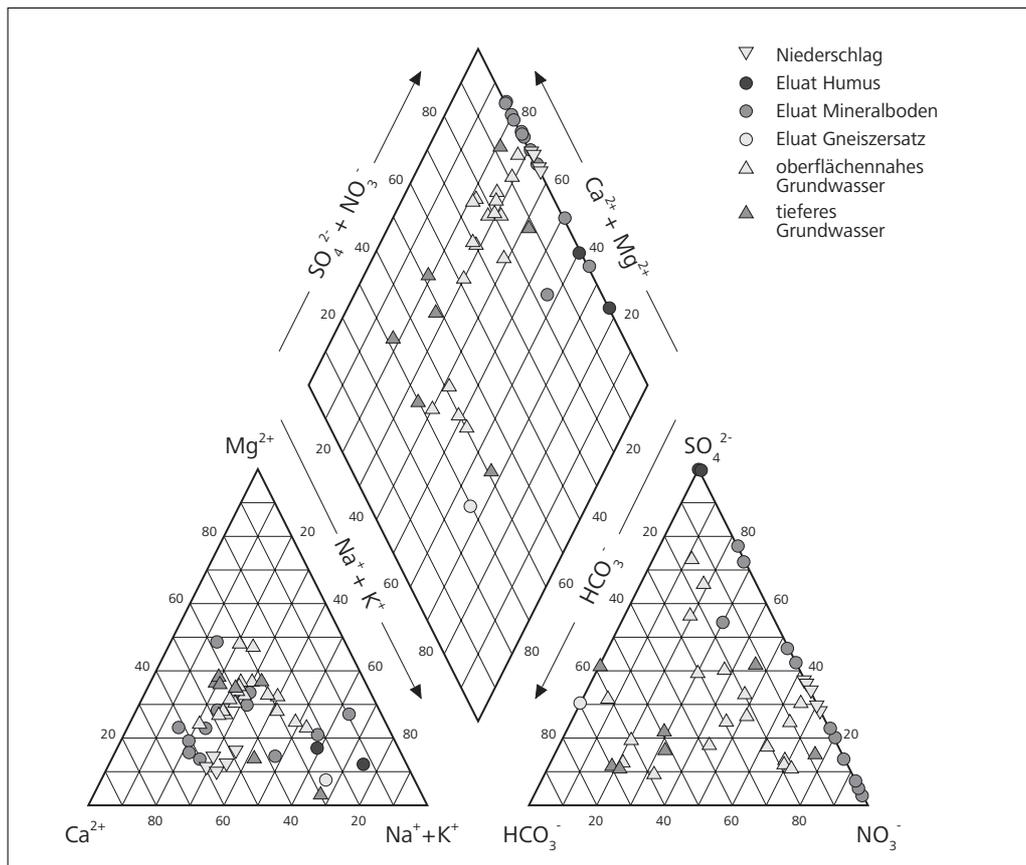


Abb. 7-4: Niederschlag, Bodeneluat und Grundwasser im modifizierten Diagramm nach PIPER (1944)

Versauerung von Boden und Grundwasser

Aus der Atmosphäre werden marine und kontinentale Komponenten mit dem Niederschlag in das Ökosystem eingetragen. Durch das atmosphärische CO_2 ist Niederschlagswasser von Natur aus leicht sauer. Zudem werden anthropogene Emissionen, vorwiegend von Schwefel- und Stickoxiden, oxidiert und als Säuren mit dem Niederschlag ausgewaschen (Kap. 5.1.2). Durch den Rückgang der Emissionen in den letzten Jahrzehnten (Kap. 5.1.3) liegt der pH-Wert des Regenwassers im Untersuchungsgebiet mit einem Mittelwert von 4,9 (4,3–5,8) pH-Einheiten heute im Bereich des natürlichen pH-Wertes, der in Mitteleuropa zu erwarten ist (BEILKE & UHSE 1999). Sulfat und Nitrat bestimmen die Anionen-Zusammensetzung des Niederschlagswassers heute zu etwa gleichen Teilen, mit einem leichten Übergewicht des Nitrats. Als wichtigstes Kation wird Ammonium beobachtet, das zu Nitrat oxidiert werden kann. Wegen des zusätzlichen Eintrags der trockenen Deposition in die Schneedecke werden hier im Vergleich zum Regen-Niederschlag leicht erhöhte Konzentrationen der gelösten Inhaltsstoffe bei einem niedrigeren mittleren pH-Wert von 4,4 beobachtet (Kap. 5.1.3). Deswegen ist gerade das Schneesmelzwasser, bei dem die gesamte saure Deposition auf einmal zum Abfluss kommt, von besonderer Bedeutung für das Ökosystem. Auch der Nebel-Niederschlag, der bei bis zu 9fach erhöhter Konzentration der Inhaltsstoffe (Kap. 5.1.3) vor allem zusätzliche Mengen an Nitrat, Sulfat und Ammonium bringt, führt zu einer signifikanten Erhöhung der sauren Komponenten in der nassen Deposition.

Der Rückgang der sauren atmosphärischen Deposition, insbesondere der Schwefeleinträge, ist auf die Auswirkung zahlreicher internationaler Abkommen zur Reduzierung der Schwefelemissionen zurückzuführen (FERRIER ET AL. 2001). Der Höhepunkt der sauren atmosphärischen Deposition erfolgte in den 1980er Jahren. Seitdem wird ein steter Rückgang der Belastung durch schwefelhaltige Schadstoffe in den meisten europäischen Einzugsgebieten beobachtet (EVANS ET AL. 2001, BEUDERT & HOFMANN 2001). Der Konzentrationsverlauf der Stickstoff-Komponenten ist in den letzten 10 Jahren ebenfalls rückläufig, der Effekt ist jedoch unklar ausgeprägt und unterliegt starken Schwankungen (UBA 2002B, WRIGHT ET AL. 2001). So muss auch weiterhin mit einem – wenn auch geringeren – Eintrag von Säuren aus der Atmosphäre gerechnet werden.

Werden dem Boden mehr Protonen zugeführt, als neutralisiert werden können, bzw. erfolgt eine Auswaschung der Neutralisations-Produkte, wie es unter humiden Klimabedingungen stets der Fall ist, so versauern die Böden. Dabei wird die natürliche Acidität der Böden, die durch die Bildung von Kohlensäure und organischen Säuren, biotische Oxidation sowie Oxidation von S- und N-Verbindungen zu Schwefelsäure und Salpetersäure entsteht, durch den Eintrag saurer Komponenten mit der atmosphärischen Deposition verstärkt. Kann der Eintrag nicht mehr mit Hilfe von Adsorptions-, Fällungs- und Reduktionsprozessen oder durch Inkorporation in Biomasse abgefangen werden, so wird vor allem überschüssiges Nitrat und Sulfat mit dem Sickerwasser in die gesättigte Bodenzone ausgetragen. In der Höhenlage führt neben dem verstärkten Eintrag von Säuren mit der atmosphärischen Deposition auch das kühlere Klima zu einer Förderung des sauren Sickerwassers. Durch die niedrigen Temperaturen wird die Bioaktivität gehemmt, wodurch eine saure Rohhumusaufgabe begünstigt wird. Auch der Fichtenanbau mit schwer zersetzbarer Streu wirkt sich negativ auf den Säurehaushalt der Bodenzone aus. Unter Fichte wird im Bestands-Niederschlag wegen der ganzjährig großen Interzeptionsfläche der Nadeln eine 1,5 bis 2mal höhere Deposition von Schwefel beobachtet als unter Buchenbestockung (MORITZ & KREBS 1995).

Der stete Eintrag von Säuren über lange Zeiträume führt im Boden zu einem langsamen »Leaching«-Effekt vor allem von Sulfat und Nitrat. Mit den Anionen werden aus Gründen der Elektroneutralität auch die Basenkationen aus dem Boden ausgewaschen, wodurch die Versauerung weiter voranschreitet. Pufferreaktionen innerhalb des Bodenkörpers wie Ionenaustauschprozesse und Silikatverwitterung wirken diesem Vorgang entgegen. Dabei werden Protonen verbraucht oder an Austauschger gebunden. Nach der Klassifikation von ULRICH ET AL. (1981), die auf einer Einteilung mit Hilfe des Boden-pH-Wertes basiert, befinden sich die meisten Mineralböden im Untersuchungsgebiet im Austauscher-Pufferbereich (pH 4,2 – 5,0). Bei der Pufferung durch Ionenaustausch werden Ca^{2+} und Mg^{2+} an den Austauschern durch Aluminiumionen und Al-OH verdrängt, wobei die Basenkationen ausgewaschen werden. Dies dürfte der Grund dafür sein, warum es sich bei den Wässern meist um Wasser vom Erdalkali-Typ handelt. Der Unterboden befindet sich im Übergangsbereich zwischen Austauscher- und Silikat-Puffer (ab pH > 5,0). Auch im Gneiszersatz, der bei den Eluati-
onsversuchen einen pH-Wert im Eluat von 6,2 aufweist, wird Säure durch die Vorgänge der Silikatverwitterung neutralisiert. Durch die Verwitterung der primären Silikate werden neben den Basenkationen auch Metallionen freigesetzt, wie sich an dem erhöhten Eisen-Wert (27 mg/kg) im Eluat des Gneiszersatzes zeigt (Kap. 5.2.4). Die Nährstoffauswaschung im Silikatpufferbereich ist allerdings geringer als im Austauscher-Pufferbereich (ULRICH ET AL. 1981), wie an der geringen Mineralisierung des Eluats zu erkennen ist. Der Humuskörper der Böden sowie einige Mineralböden mit stark saurem pH-Wert befinden sich im Aluminium-Pufferbereich (pH 3,0 – 4,2). Hier erfolgt die Pufferung durch die Auflösung von Al-OH -Verbindungen unter Protonenverbrauch, wobei Al^{3+} freigesetzt wird. Das Aluminium an den Austauschern wird dann zunehmend durch H^+ ersetzt. Nach ULRICH ET AL. (1981) setzt dieser Vorgang erst ein, wenn die austauschbaren Vorräte an Kalzium und Magnesium nahezu verbraucht sind. In den untersuchten Böden werden jedoch auch im Humus noch nennenswerte Mengen Kalzium und Magnesium an den Austauscherplätzen festgestellt. Die eluierten Mengen an Aluminium sind zudem sehr unterschiedlich, ebenso wie die Al-Sättigung der Austauscherplätze. So kann man davon ausgehen, dass neben der Pufferung durch Aluminium auch hier Ionenaustausch-Prozesse noch von Bedeutung sind und der pH-Wert des Bodens alleine keine zuverlässige Aussage über die Pufferverhältnisse gibt. Auch REHFUESS (1990) weist darauf hin, dass bei gleichem pH-Wert die Austauscherbelegung und Auswaschung von Metallen stark variieren kann und somit der Kationen-Austauschkapazität bei der Beurteilung der Pufferkapazität eine entscheidende Rolle zukommt.

Durch die geringe Pufferwirkung der kristallinen Gesteine ist auch das Grundwasser im Untersuchungsgebiet schwach bis mäßig sauer. In den höheren Lagen werden meist pH-Werte zwischen 5,0 und 6,0 beobachtet. Werte unter 5,0 treten nur selten in Quellen der Hochlagen auf. Besonders in Wässern, die aus Hochlagen-Mooren gespeist werden, kann der pH-Wert durch den hohen Anteil organischer Säuren stark absinken. Durch die hohe Durchlässigkeit des blockigen Grundwasserleiters kann zudem eine Neutralisierung des infiltrierenden Wassers nur in geringerem Umfang stattfinden. Besonders zur Zeit der Schneeschmelze treten hier hohe Mengen an schnell fließendem, oberflächennahem Abfluss auf, der z. T. bis Juni anhält. In tieferen Lagen (< 800 m ü. NN) liegen die pH-Werte meist über 6,0 (Kap. 5.3.2). Da die pH-Werte im Eluat der Bodenzone durchweg niedriger liegen als im Grundwasser, scheint die entscheidende Neutralisierung des sauren Boden-Sickerwassers im tieferen Grundwasserleiter der Verwitterungszone stattzufinden. Dies

bestätigt auch der hohe pH-Wert im Eluat aus Gneiszersatz. In tieferen Lagen kann durch Akkumulationsprozesse eine mächtigere Verwitterungszone ausgebildet sein, die sich somit günstig auf die Pufferung des sauren Sickerwassers auswirkt.

Der Höhengradient der Versauerung zeigt sich auch in der Säure-Neutralisierungs-Kapazität (SNK), die aus der Differenz der Äquivalent-Konzentrationen der Anionen starker Säuren und der Basenkationen berechnet wird (Gl. 26).

$$\text{SNK} = ([\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + 2 \cdot [\text{Ca}^{2+}] + 2 \cdot [\text{Mg}^{2+}]) - (2 \cdot [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NO}_3^-] + [\text{Cl}^-]) \quad [\text{mmol}(\text{eq})/\text{L}] \quad (\text{Gl. 26})$$

In der Höhenlage (> 800 m ü. NN) wird ganzjährig eine niedrige SNK (< 0,1 mmol(eq)/L) beobachtet (gestrichelte Linien in Abb. 7-5). Nur in wenigen Quellen und bevorzugt zur Zeit der Schneeschmelze treten negative Werte auf, die kritisch auf biologische Gemeinschaften wirken können. In tieferen Lagen, besonders im Raum Böbrach, erreicht die SNK hingegen häufig ganzjährig Werte über 0,1 mmol(eq)/L (durchgezogene Linien in Abb. 7-5). Zur Zeit der Schneeschmelze (Februar 2002) sinkt die SNK in allen Quellen deutlich ab. Besonders hohe Werte der SNK werden in der Messstelle BOD 19 am Bretterschachten beobachtet, die entweder durch ein ausgedehntes Vorkommen von Gneiszersatz im Einzugsgebiet oder durch die nachhaltige Wirkung der Waldkalkung hervorgerufen werden (Kap. 5.3.4).

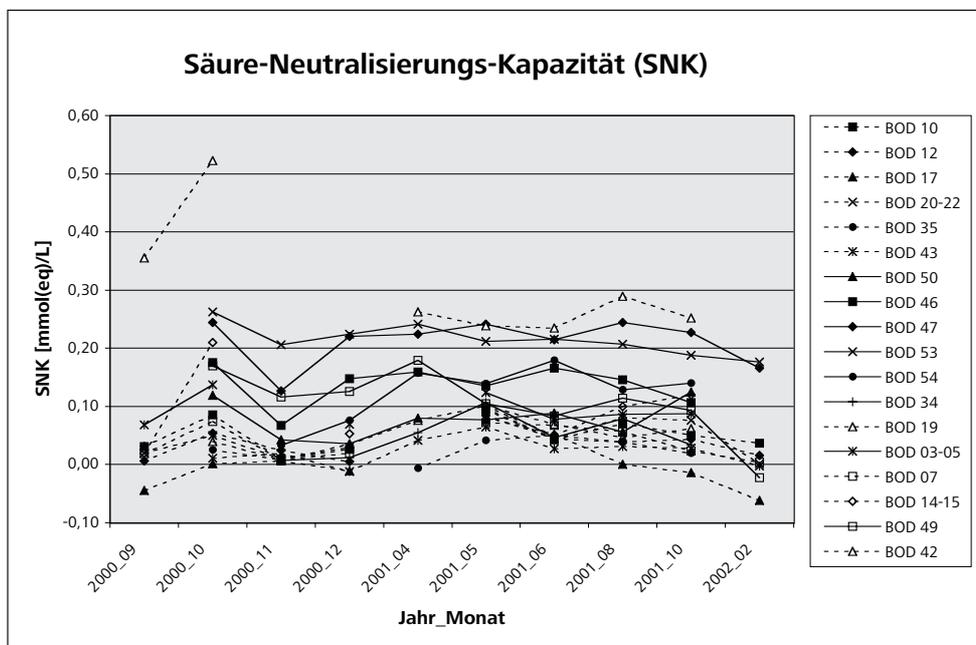


Abb. 7-5: Ganglinie der Säure-Neutralisierungs-Kapazität (Zeitabschnitte nicht äquidistant)

Da die Neutralisierung erst in tieferen Schichten wirksamer wird, ist vor allem das oberflächennahe Grundwasser von der Versauerung betroffen. Nach BAYLFW (1997) liegt die Versauerungsfront im Nordostbayerischen Kristallingebiet bei 2–5 m unter Gelände. Einen entscheidenden Einfluss hat jedoch in den Hochlagen des Bayerischen Waldes die verfestigte Solifluktionsschicht. Sie führt zwar oberflächennah zu einem lateralen Abfluss, der von der Versauerung stark betroffen ist, schützt aber die darunter liegenden Aquiferschichten vor weiteren Versauerungsprozessen. Der Einfluss von oberflächennahem Wasser in den Messstellen zeigt sich deutlich an einer starken Variation der Ganglinien von Wassertemperatur und Schüttung. Ein guter Indikator für die Versauerung des Grundwassers ist neben dem Gehalt an gelöstem Aluminium, das erst bei sauren pH-Werten in Lösung geht, auch der Gehalt an gelöster Kieselsäure, der den Anteil von Niederschlagswasser im Grundwasser anzeigt (Kap. 5.3.5, 7.2).

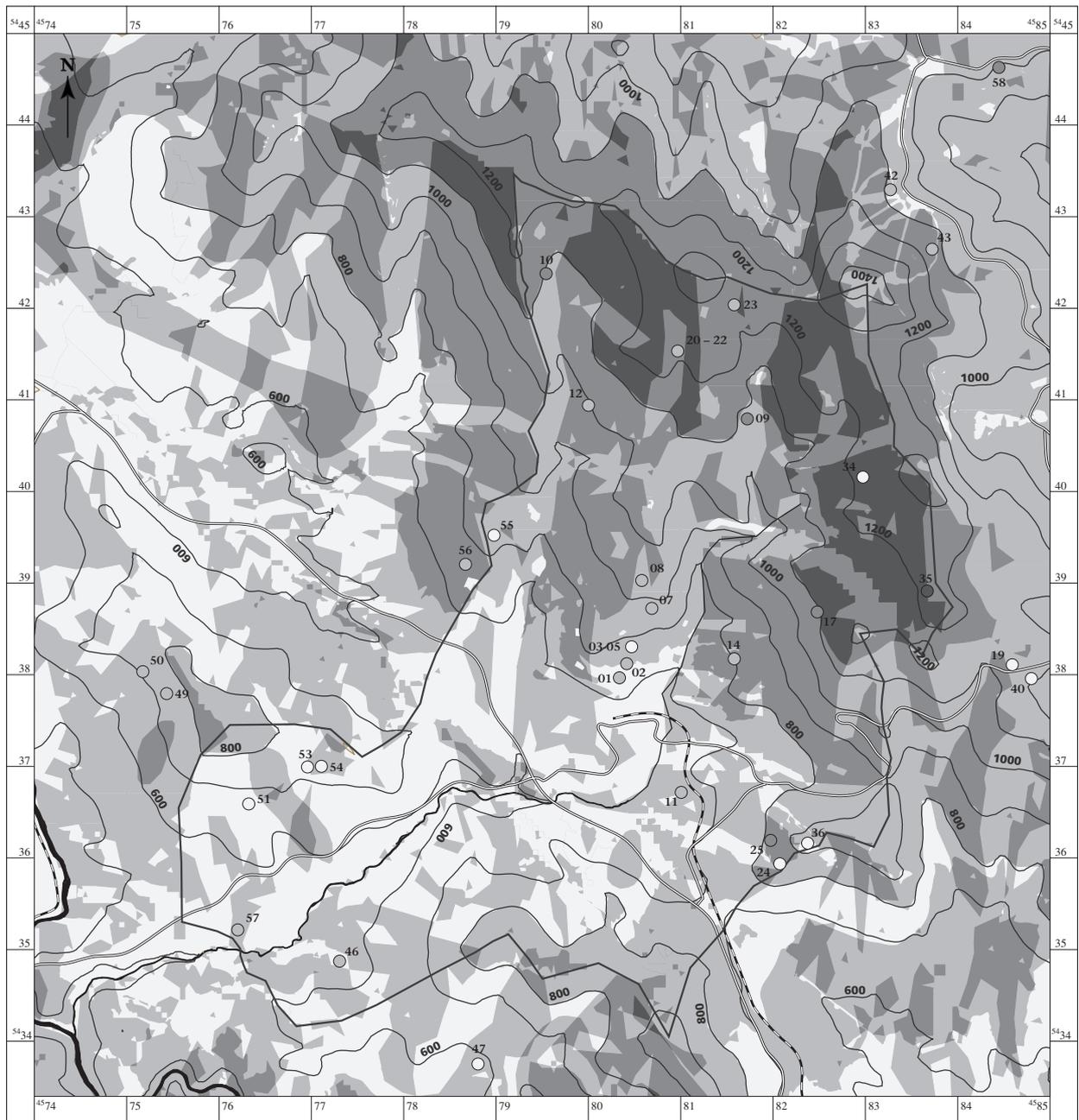
Das Problem der Versauerung ist im gesamten nordost-bayerischen und böhmischen Grundgebirge bekannt (z. B. BITTERSÖHL & LISCHIED 1995, HRKAL 1992). Im Untersuchungsgebiet wird jedoch eine geringere Versauerung von Boden und Grundwasser als in anderen Gebieten und früheren Untersuchungen festgestellt

(BENDER 2002, BAYLFW 1994). Dies mag zum einen auf die unterschiedliche klimatische Situation zurückzuführen sein. Im Bayerischen Wald haben Niederschläge aus nordöstlichen Richtungen, die Emissionen aus dem »Schwarzen Dreieck« der nordböhmischen, sächsischen und oberschlesischen Industriegebiete bringen, nur geringe Bedeutung. Zum anderen zeigt sich hier möglicherweise der Einfluss der gering durchlässigen, vor Auswaschung schützenden Solifluktionsschicht, die hier wegen der Höhenlage im Vorfeld der pleistozänen Arber-Vergletscherung nahezu flächendeckend ausgebildet werden konnte. Allgemein wird in Europa trotz des rückläufigen Trends der Säuredeposition im Grundwasser kaum eine positive Änderung festgestellt. Durch den jahrzehntelangen Eintrag von Säure, v. a. von Schwefelsäure, wurde eine »Versauerungsalzlast« gebildet, die bis heute nachwirkt. Möglicherweise ist auch schon in früherer Zeit, durch die Abholzung der Wälder im Mittelalter, der Säurehaushalt der Böden nachhaltig gestört worden. Besonders in tieferen Schichten wird heute noch ein großer Speicher von SO_4^{2-} beobachtet, der langsam »ausblutet« und zu einer nachhaltigen Säurebelastung und einer verzögerten Antwort des Grundwassers auf verminderten Säureeintrag führt (LISCHEID ET AL. 2000, MORITZ & BITTERSÖHL 2000). In tief reichenden Verwitterungsdecken spielen auch Desorptionsprozesse eine Rolle (PRECHTEL ET AL. 2001). Wegen des immer noch relevanten Säureeintrags, vor allem von N-Verbindungen, stellt das kristalline Grundgebirge nach wie vor einen kritischen Bereich im Hinblick auf säure-freisetzende Eingriffe in die Vegetationsdecke dar (z. B. Zerstörung der Waldvegetation durch Borkenkäferbefall, Windwurf oder Abholzung). Eine Bestockung mit standortgerechten Arten und eine schonende Bewirtschaftung kann dem nachhaltig entgegenwirken.

Um die Gefahr eines Gebietes im Hinblick auf Versauerung von Boden und Grundwasser einschätzen zu können, wurde von HRKAL (2001) im Rahmen des Projektes LOWRGREP eine Methode zur Erstellung von potentiellen Gefahrenkarten (»vulnerability maps«) mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems entwickelt. Diese wurde mit einigen Modifikationen auf das Untersuchungsgebiet angewendet (VORNEHM ET AL. 2003B). Neben den Einflussfaktoren Exposition (Morphologie), Vegetation und Geologie/Petrologie ist die Geländehöhe von entscheidender Bedeutung. Wegen der – im Vergleich zu den anderen LOWRGREP-Gebieten – größeren Geländehöhe im Arbergebiet wurden die Kriterien für diesen Einflussfaktor modifiziert. Gebiete, die für die Versauerung besonders gefährdet sind, sind demnach die SW-Seite des Arber-Gebirgszugs in der Höhenlage und das Granitgebiet im NE des Untersuchungsgebietes (Abb. 7-6). Ein Vergleich mit dem gemessenen pH-Wert (Mittelwerte 2000–2002) bestätigt generell einen niedrigeren pH-Wert in der Höhenlage, der vor allem auf die höheren Niederschläge und das häufigere Vorkommen von Nebel zurückzuführen ist. Die detaillierten, klein strukturierten Informationen, die sich aus der Verschneidung der Einflussfaktoren ergeben, können jedoch im Grundwasser nicht nachvollzogen werden. Einerseits erfolgt eine Mischung des Wassers aus verschiedenen gefährdeten Gebieten im Einzugsgebiet der Quellen, andererseits stehen zu wenig Daten für eine flächenhafte Überprüfung zur Verfügung.

Zonierung von Boden und Grundwasser

Im Rahmen der Untersuchungen wurde deutlich, dass sowohl das Eluationsverhalten der Böden als auch die Grundwasserchemie im Arbergebiet deutlich mit der Geländehöhe differenziert werden kann (VORNEHM ET AL. 2003A). Grund dafür sind die klimatischen Bedingungen, die sich mit der Höhenlage ändern und damit die Bodeneigenschaften beeinflussen, welche wiederum Einfluss auf die Grundwasserchemie ausüben. Abb. 7-7 zeigt die in die Fläche übertragene Einteilung der Bodenzonen nach dem schematischen Profil aus Kap. 3.4.3. Durch den steigenden Eintrag von saurer atmosphärischer Deposition und das zunehmend kühler werdende Klima erfolgt eine Degradierung von sauren Braunerden in morphologisch tiefer liegenden Gebieten zu podsoligen Böden in der Höhenlage. Die tiefgründigen, sandigen und steinfreien Böden der Tallagen (< 700 m ü. NN) sind dabei meist an Störungszonen gebunden. Hier findet wegen der günstigen Bodenbedingungen auch vermehrt Ackerbau statt. Über weniger tief entwickelte, sandig-lehmige Braunerden mit leichten Podsolierungs-Erscheinungen am flachen Unterhang (700–900 m ü. NN) und teilweise verfestigte Lockerbraunerden des steileren Oberhangs (900–1000 m ü. NN) entstehen Böden mit zunehmendem Podsolierungsgrad. Ab dem steilen Oberhang wird der Mischwald der tieferen Lagen zunehmend durch reine Nadelwald-Vegetation ersetzt, die eine Rohhumus-Auflage begünstigt. Auf den Hochlagenplateaus (1000–1300 m ü. NN) sind bei geringer Drainagewirkung über der verfestigten Solifluktionsschicht zunehmend Podsole ausgebildet. In der Gipfelregion (> 1300 m ü. NN) sind Syrosem und Ranker mit geringer Entwicklungstiefe über Blockfeldern entstanden.

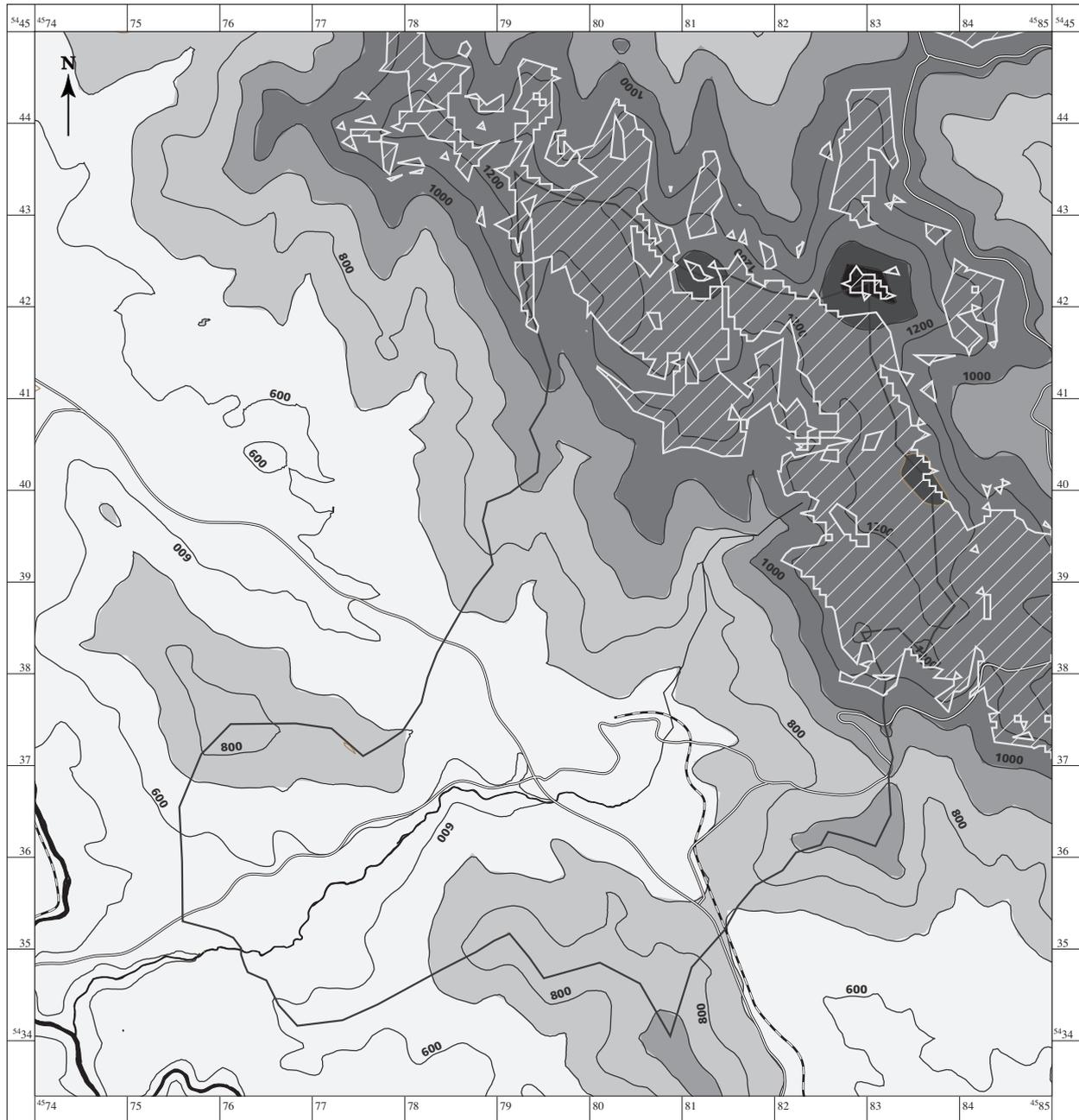


Maßstab: 1:60.000



- | | | | | | |
|--|--------------------------------|--|--------------------|--|----------------------------|
| | geringes Versauerungs-Risiko | | pH-Wert $\geq 6,1$ | | Straße |
| | mäßiges Versauerungs-Risiko | | pH-Wert 5,6 – 6,0 | | Eisenbahn |
| | hohes Versauerungs-Risiko | | pH-Wert 5,1 – 5,5 | | Fluss, Bach |
| | sehr hohes Versauerungs-Risiko | | pH-Wert $\leq 5,0$ | | untersuchtes Einzugsgebiet |

Abb. 7-6: »Vulnerability map« zur Versauerungs-Gefahr, mit pH-Werten des Grundwassers (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15e)



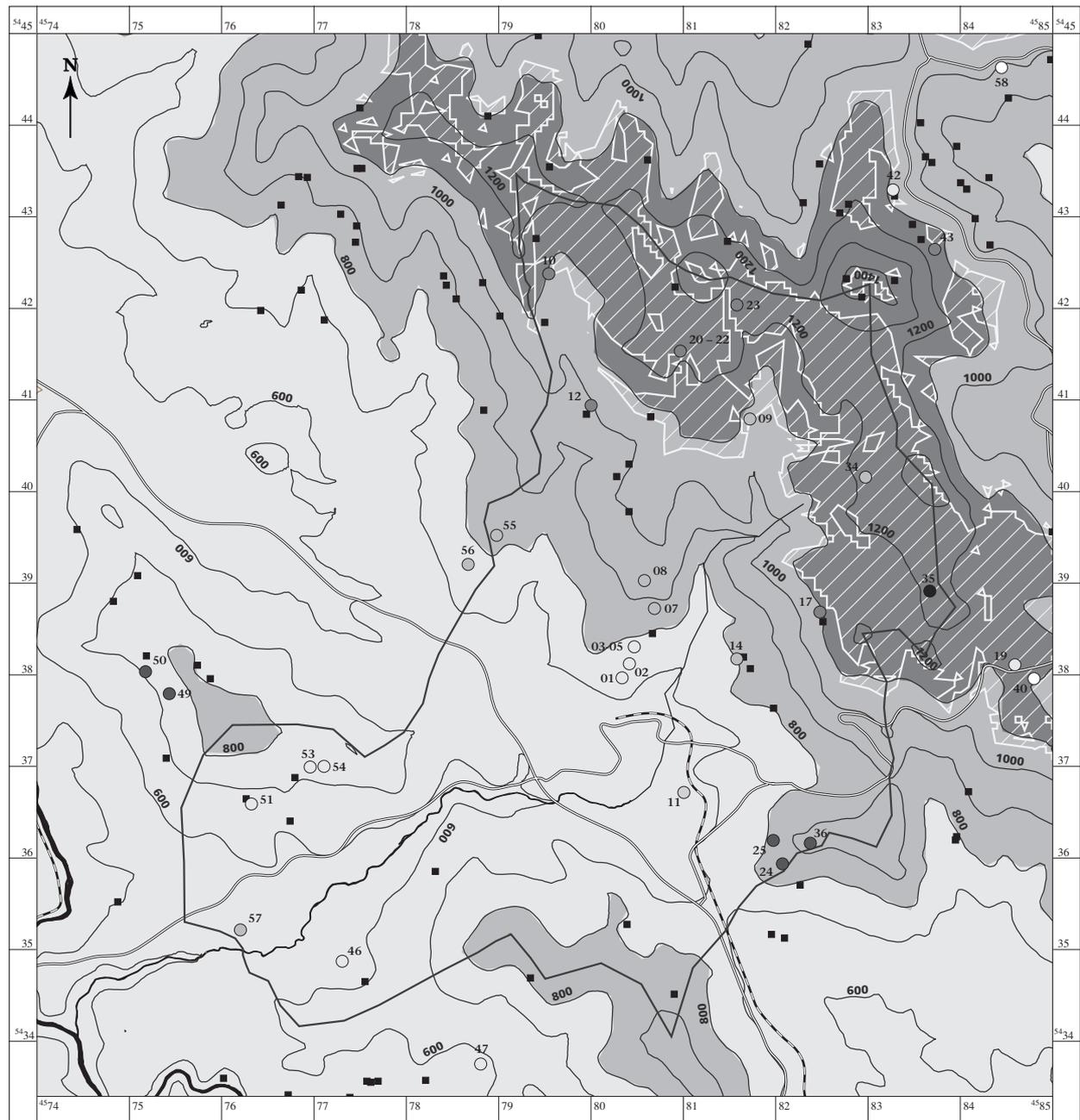
- tiefgründige Braunerden über sandigem Granitgrus/Gneiszersatz
- Braunerden, Podsol-Braunerden
- humusreiche Lockerbraunerden, z.T. mit verfestigtem Untergrund
- Braunerde-Podsole, Podsole, z.T. mit Gleyen u. Niedermooren vergesellschaftet
- Braunerde-Ranke über blockigem Verwitterungsschutt
- Syroseme und Ranker über Blockschutt oder Fels
- Vorkommen des verfestigten Solifluktionsschutts

- Straße
- Eisenbahn
- Fluss, Bach
- untersuchtes Einzugsgebiet

Maßstab: 1:60.000



Abb. 7-7: Zonierung der Böden und Verbreitung des verfestigten Solifluktionsschutts (rechnerisch) (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15f)



Maßstab: 1:60.000



- | | | | |
|-------|----------------------------|---|---|
| — | Straße | □ | Hydrogencarbonat-Wässer |
| - - - | Eisenbahn | ■ | Hydrogencarbonat-Wässer mit erhöhtem Nitratgehalt |
| — | Fluss, Bach | ■ | Nitrat z. T. dominierendes Anion |
| — | untersuchtes Einzugsgebiet | ▨ | Vorkommen des verfestigten Solifluktions-Schutts |
| ■ | Quelle (nicht untersucht) | | |

vorherrschendes Anion in den Grundwasser-Messstellen:

- HCO_3^-
- $\text{HCO}_3^- - \text{NO}_3^-$
- $\text{HCO}_3^- - \text{NO}_3^-$ reduziert
- $\text{NO}_3^- - \text{HCO}_3^-$
- Cl^-
- $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$
- $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$

Abb. 7-8: Zonierung des Grundwassers und vorherrschendes Anion (verkleinert; Originalkarte in Anhang 15g)

Eine ähnliche Zonierung wird auch im Grundwasser anhand von unterschiedlichen Wassertypen in den verschiedenen Höhenstufen festgestellt (Kap. 5.3.5, Kap. 7.1) und kann mit Hilfe des vorherrschenden Anions verdeutlicht werden (VORNEHM ET AL. 2003A). Die Typen entstehen durch die klimatische Änderung mit der Geländehöhe und durch eine Mischung von Wässern, die durch eine längere oder kürzere Reaktionszeit mit dem Gestein bei der Bodenpassage geprägt werden. Das Wasser der Höhenlage (etwa ab 1100 m ü. NN) ist dabei noch stark von Niederschlagswasser beeinflusst. Nitrat und Sulfat prägen die Anionen-Zusammensetzung der Wässer in der Höhenlage als Folge der vermehrten sauren atmosphärischen Deposition (Abb. 7-8). Zwischen 800 und 1100 m ü. NN, bei geringerer Deposition von Säure und infolgedessen weniger saurer Bodenreaktion, kommt vermehrt ein $\text{HCO}_3\text{-NO}_3$ -Typ vor. Unterhalb 800 m ü. NN ist letztlich Hydrogencarbonat das dominierende Anion. Zum Vergleich ist in Abb. 7-8 das dominierende Anion in den untersuchten Wässern dargestellt.

Die generelle (vereinfachte) Zonierung des Grundwassers im Arbergebiet wird durch verschiedene Einflüsse modifiziert. In der Höhenlage erscheint der reduzierte NO_3 -Typ des Grundwassers aus Moorgebieten als ein Sulfat-Wasser. Auch durch den Einfluss sulfidischer Vererzungen entstehen Sulfat-Typen. Ein Hydrogencarbonat-Typ in der Höhenlage kann mit der nachhaltigen Wirkung der Waldkalkung in Zusammenhang stehen. Winterliche Straßensalzung führt zu einem Chlorid-Typ. In den Tallagen entstehen durch ackerbauliche Nutzung Wässer mit Nitrat als vorherrschendem Anion. Anthropogene Beeinflussung der Wasserqualität wird somit in einer Abweichung von der Grundwasser-Zonierung schnell deutlich.

Die Zonierung von Böden und Grundwasser ist ähnlich, da ihnen dieselbe Ursache zugrunde liegt: die Änderung der klimatischen Bedingungen mit dem Höhengradienten. Die Abweichung der Stufen von Boden und Grundwasser (etwa 100 m) kann als Übergangszone interpretiert werden. Jeder Bodenzone kann somit ein Grundwassertyp zugeordnet werden und umgekehrt:

Bodenzone	Grundwasserzone	Höhenlage
Braunerden	HCO_3 -Typ	< 700 – 800 m ü. NN
Podsol. Braunerden	$\text{HCO}_3\text{-(NO}_3\text{-)}$ Typ	700/800 – 1000/1100 m ü. NN
Podsole	$\text{NO}_3\text{-(SO}_4\text{-)}$ Typ	> 1000/1100 m ü. NN

Die Zonierung kann nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen werden. Die grundsätzliche Einteilung nach vorherrschenden Anionen sollte jedoch in jedem Kristallingesteins-Gebiet mit Höhengradienten anzutreffen sein, da sie auf den für Kristallingesteine typischen geochemischen Prozessen beruht. Die Höhenstufen differieren allerdings je nach Klima, Morphologie und geographischer Lage.

Die Untersuchungen dieser Arbeit zeigen, dass die geochemischen Unterschiede des Grundwasserleiters gegenüber dem Einfluss der atmosphärischen Deposition bzw. der Höhenlage im Hinblick auf die Grundwasserchemie zurücktreten. Die unterschiedlichen klimatischen Bedingungen, die durch den Höhengradienten gegeben sind, haben eine entscheidende Auswirkung auf die Bodeneigenschaften, den Bodenwasserhaushalt und damit auch auf die Grundwasserqualität. Zudem ist das Substrat des Grundwasserleiters – ob Blockmeer der Höhenlage oder sandiger Gneiszersatz in den Störungszonen – entscheidend für die Anreicherung des Grundwassers mit Mineralstoffen. Wegen des lehmigen Zersatzes in den Tallagen, die meist an Störungszonen gebunden sind, kommen hier nur wenige Quellen vor, die meist durch anthropogene Aktivitäten beeinflusst sind (Abb. 7-8). Zahlreiche Quellen entspringen in der Höhenlage, sind jedoch wegen des hohen atmosphärischen Eintrags von Säurebildnern und der schlechten Pufferwirkung sauer und müssen für die Wasserversorgung stärker entsäuert werden. Zahlreiche Quellen entspringen auch in den Hanglagen (zwischen 800 und 1000 m ü. NN). Dabei werden die Quellen der obersten, steilen Hanglage, die sich unmittelbar an das Hochlagen-Plateau anschließt, meist durch Wasser gespeist, das auf der verfestigten Solifluktionsschicht lateral abfließt und hier mit dem Ausbiss der gering durchlässigen Schicht zu Tage tritt. Die Schüttung dieser Quellen ist zwar meist ergiebig, das Wasser ist jedoch sauer. Quellen, die in der unteren, flacheren Hanglage entspringen, werden vermutlich von Wasser gespeist, das durch die verfestigte Schicht infiltrieren konnte. Durch die geringere Auswaschung der Basenkationen in diesem Bereich des Grundwasserleiters sind die Wässer weniger sauer. Zudem ist eine weitere Versickerung in ausgedehnte Hangschuttbereiche möglich, die einen ergiebigen Grundwasserleiter darstellen können (BOD 12 mit einer

ganzjährig hohen Schüttung bis 5 L/s). Die für die Wasserversorgung günstigsten Quellen können somit im Bereich der unteren Hanglage erschlossen werden. Einen günstigen Standort für Brunnen mit guter Wasserqualität stellen auch die Bereiche mit intensivem Gneiszersatz und Störungszonen dar.

7.4 Hydrochemische Prozesse im Umfeld der Sulfiderz-Lagerstätte

Neben der Lösung der Erze und Nebengesteine durch infiltrierendes Niederschlagswasser ist die Oxidation der wichtigste hydrochemische Prozess im Umfeld der Sulfiderz-Lagerstätte am Silberberg. Oxidationsmittel ist dabei der Sauerstoff der Atmosphäre sowie das ständig infiltrierende, sauerstoffgesättigte Niederschlags- und Sickerwasser. Der hohe Sulfatwert (bis zu 1000 mg/L), der im Innern des Bergwerks beobachtet wird, lässt auf eine bakteriell katalysierte Oxidation schließen. Auch eine große Anzahl Metalle, vor allem Eisen, Aluminium, Zink und Kupfer, sowie Protonen (pH-Wert 2,5 bis 3,3 im Grubenwasser) werden dabei freigesetzt. Da keine pH-Werte unterhalb 2,5 vorkommen, kann von einer – wenn auch geringen – Pufferung durch Silikate ausgegangen werden.

Da sich die Vererzung am Silberberg in einer morphologischen Bergregion befindet, ist im Bereich des ehemaligen Bergwerks keine zusammenhängende wassergesättigte Zone oberhalb des Kluft-Grundwasserleiters ausgebildet, durch die sich eine Zementationszone um den Erzkörper bilden könnte (MATTHES 1993). Das Sickerwasser kann ungehindert und stetig in den zerklüfteten Erzkörper infiltrieren, was zu einem ständigen Fortschreiten der Oxidation führt. Durch die künstliche Abdichtung der Stollenausgänge des Bergwerks konnte das Sickerwasser jedoch so weit wie möglich minimiert werden. Bei der Mischung des hoch mineralisierten, stark sauren und metallhaltigen Grubenwassers mit geringer mineralisiertem und nur leicht saurem Sicker- und Grundwasser ändern sich die pH-Eh-Bedingungen entlang des Fließwegs. Vor allem die Anhebung des pH-Wertes führt zu einer Ausfällung von Metallen. Im Grubenwasser sind beispielsweise die Eisen-Spezies Fe^{2+} , Fe^{3+} und $[\text{Fe}(\text{OH})]^{2+}$ gelöst, während $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ausfallen kann (Abb. 7-9 a). Die Linien des Stabilitätsdiagramms sind nicht als scharfe Grenzen zu verstehen. Auch im Übergangsbereich kann bereits eine Änderung der Spezies stattfinden. Die Anwesenheit von Fe^{3+} (98 %) und Fe^{2+} (2 %) im Grubenwasser konnte durch die Messungen nachgewiesen werden (Kap. 6.6.1). Die im Bergwerk und in einem Drainagerohr von Grubenwasser beobachteten Sinter und Ablagerungen bestätigen die Fällung von Eisen-Oxiden (62 % Fe_2O_3). Mit ihnen werden auch geringe Anteile von Zink, Vanadium, Nickel, Chrom, Uran und Kupfer (in abnehmender Reihenfolge) aus der Lösung entfernt (Anhang 5b, 7). Mangan bleibt bei den gegebenen Eh/pH-Bedingungen in Lösung (Abb. 7-9 b).

Bei steigendem pH-Wert in Mischwässern verschiebt sich das Gleichgewicht zunehmend in Richtung der Eisenfällung. Durch Photoreduktion von Fe^{3+} wird der Anteil von Fe^{2+} erhöht (20 % im Auslass aus dem Ludwigstollen). Im Grundwasser am Rande der Vererzung könnte nach dem Stabilitätsdiagramm zwar noch Fe^{2+} gelöst sein, konnte aber nur in wenigen Fällen nachgewiesen werden. Auch gelöstes Mangan kommt nur noch selten vor. Von den anderen Metallen, die im Grubenwasser beobachtet werden, treten im Grundwasser noch geringe Mengen an Zink, Kupfer, Nickel, Cobalt, Cadmium und Chrom auf.

Die Veränderung der Hydrochemie bei Mischung der Wässer kann mit Hilfe des Programm-Codes PHREEQ-C (PARKHURST 1995) (Kap. 7.1) verdeutlicht werden, indem schrittweise eine Mischung des Grubenwassers (BOD 37) mit Grundwasser am Rande der Vererzung (BOD 36) simuliert wird. Das noch sehr aggressive Grubenwasser löst neben Sulfiden und Metalloxiden auch eine Reihe von Silikaten. Thermodynamisch möglich ist die Ausfällung von Eisen-Oxiden und -Hydroxiden sowie die Bildung des für Bergwerksumgebungen typischen K-Fe-Sulfats Jarosit. Auch eine Fällung von SiO_2 -Phasen ist möglich. Bei allen Mineralen wird zunächst die Ausfällung der amorphen Phasen begünstigt, bevor eine Kristallisation stattfindet. Bei zunehmender Mischung mit weniger saurem Grundwasser können zusätzlich zu den oben genannten Mineralen Mangan-Oxide sowie Aluminium-Hydroxy-Sulfate (z. B. Jurbanit) ausfallen. Erze, Sulfide und Silikate können jedoch nach wie vor gelöst werden. Bei starker Annäherung der Wässer an die hydrochemischen Verhältnisse im Grundwasser wird letztlich eine Ausfällung von Aluminium-Hydroxiden, Tonmineralen und anderen Al-Silikaten möglich. Somit wird mit fortschreitender Verdünnung nach dem thermodynamischen Gleichgewicht zuerst Eisen, dann Mangan und später zunehmend Aluminium aus dem Wasser entfernt.

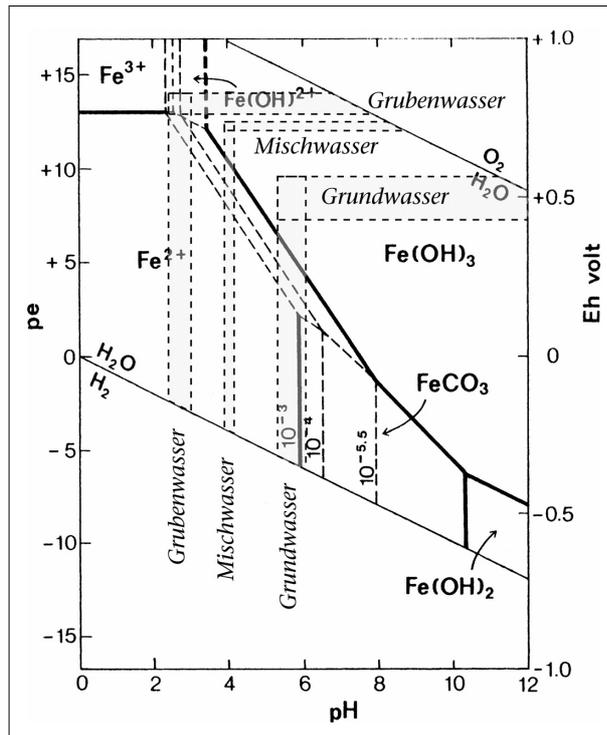


Abb. 7-9 a: Stabilitätsfelder des Eisens
(verändert nach APPELO & POSTMA 1999)

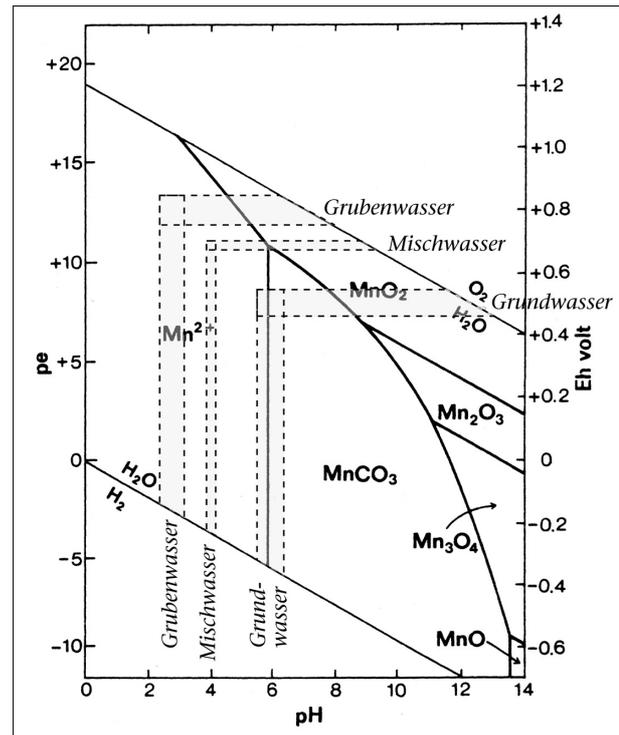


Abb. 7-9 b: Stabilitätsfelder des Mangans
(verändert nach APPELO & POSTMA 1999)

Der Pfad der Veränderung in der wässrigen Phase ist im modifizierten Diagramm nach Piper (Abb. 7-10) gut zu erkennen. Mit zunehmendem Anteil an Grundwasser nimmt der Sulfat-Gehalt ab, wobei auch bei einer Mischung von 1 % Grubenwasser mit 99 % Grundwasser noch kein Hydrogencarbonat stabil ist. Auf Seite der Kationen nehmen Eisen und Aluminium sukzessive ab und werden in den oben genannten Mineralphasen ausgefällt. Im Vergleich dazu nimmt der Gehalt an Erdalkali-Ionen im Wasser prozentual zu. Die Wässer BOD 38 und BOD 71 passen gut in die simulierte Reihe. Hier zeigt sich auch, dass das Wasser aus dem Ludwigstollen (BOD 38), das wegen der hohen Mineralisierung als Bergwerkswasser angesehen wird, im Grunde genommen schon eine Mischung darstellt (etwa 20–30 % Grubenwasser und 70–80 % Grundwasser). Das Wasser aus dem Unterbaustollen dürfte nach der simulierten Mischreihe nur noch 1–5 % Grubenwasser enthalten.

Auch das Wasser aus der Messstelle BOD 11, in dem eine Mischung von verschiedenen bürtigen Wässern vermutet wird, ähnelt den Wässern der Mischreihe am Silberberg und hebt sich vom tieferen Grundwasser der Region deutlich ab (Abb. 7-10). Es ist jedoch deutlich mit Hydrogencarbonat und Erdalkali-Ionen angereichert. Eisen und Aluminium treten nicht mehr auf. Hier ist ein intensiverer Neutralisierungsprozess erfolgt, der möglicherweise auf eine Infiltration in tiefere Aquifer-Schichten bzw. einen Zufluss von Wasser aus diesem Bereich zurückzuführen ist. Ein Hinweis auf Aufstieg von höher mineralisiertem Grundwasser, das meist durch Na-Cl gekennzeichnet ist, ist jedoch nicht gegeben. Der hohe Sulfatgehalt sowie die Leitminerale der Silberberg-Vererzung (v. a. Zink) weisen vielmehr deutlich auf einen Einfluss des Erzkörpers hin. Möglicherweise ist Sickerwasser aus den Abraumhalden an der Genese des Wassers beteiligt. Auch eine Lösung von sulfiderzhaltigem Material im tieferen Untergrund als Ausläufer der Silberberg-Vererzung ist möglich.

Die Halden am W-Hang prägen auch 40 Jahre nach der Stilllegung des Bergwerks noch das hydrochemische Umfeld des Silberbergs. Die meisten Metalle, die auch nach der Aufbereitung des Erzes noch vorhanden sind, sind an gut kristalline Eisen-Oxide gebunden, von denen sie nur bei stärkerem Säureangriff gelöst werden können. Dieser ist jedoch durch die saure Reaktion, die durch die Oxidation der Sulfiderz-Reste und die geringe Pufferkapazität des Materials gegeben ist, zu erwarten. Bei den Eluationsversuchen wurden bei pH-Werten zwischen 3,3 und 3,8 vor allem die Metalle Kupfer und Zink eluiert. Auch Mangan, Blei, Nickel, Cobalt und Cadmium gehen in Lösung, während Chrom unterhalb der Nachweisgrenze bleibt. Aluminium und Eisen, die nach der mineralogisch-chemischen Untersuchung in großen Mengen vorhanden sind, schei-

nen hingegen gut fixiert zu sein. Von den Basenkationen dominiert das Kalium, auf Seiten der Anionen wird vor allem Sulfat eluiert. Auch im Bodenmaterial am Silberberg wird der Einfluss der Vererzung durch den hohen Sulfatwert und die Leitmetalle Zink, Kupfer, Cadmium und Cobalt im Eluat deutlich angezeigt.

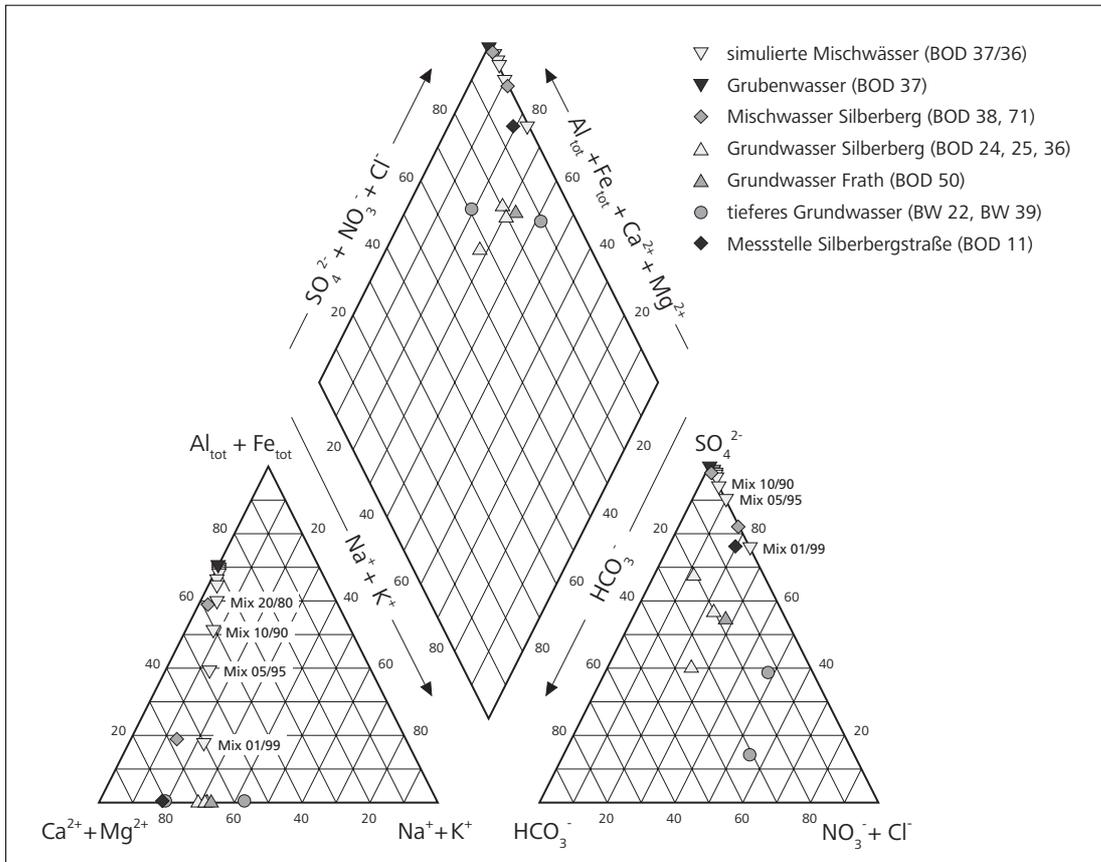


Abb. 7-10: Piper-Diagramm zur modellierten Mischreihe am Silberberg

Das Umfeld des Silberbergs, besonders der Bereich der Abraumhalden, kann auch heute noch durch anthropogene Einflüsse leicht gestört werden. Insbesondere Baumaßnahmen, bei denen das Haldenmaterial verändert wird, führen zur Remobilisierung von Metallen, die durch die einsetzende Bodenentwicklung und Bewaldung bereits zu einem großen Teil fixiert waren. Durch gelösten oder partikulären Transport gelangen die Metalle dann in das weitere Umfeld, wo sie umwelt-geochemisch relevant werden können.

8 Literatur

- ALDINGER, E. (1987): Elementgehalte im Boden und in Nadeln verschieden stark geschädigter Fichten-Tannen-Bestände auf Praxiskalkungsflächen im Buntsandstein-Schwarzwald. – Freiburger Bodenkundl. Abh., H 19. Freiburg.
- ALLOWAY, B. J. & AYRES, D. C. (1996): Schadstoffe in der Umwelt – chemische Grundlagen zur Beurteilung von Luft-, Wasser- und Bodenverschmutzungen. Ergänzt von Ulrich Förstner. 382 S., Heidelberg. (Spektrum).
- ALPERS, C. N. & BLOWES, D. W. (1994): Environmental geochemistry of sulfide oxidation. – American Chemical Society Symp. Series 550, 681 S. (American Chem. Society).
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. (1999): Geochemistry, groundwater and pollution. 536 S. Rotterdam, Brookfield. (Balkema).
- ARENDS, B. G., VAN DER SLOOT, H. A., VAN DUIJVENBOODEN, W. (1987): Influence of acidification on the concentration of less common trace elements in Dutch groundwater. – In: VAN DUIJVENBOODEN, W. & VAN WAEGENINGH, H. G.: Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants. – Proc. A. Inform. 38, 527–546, Den Haag.
- AYRAL, P.-A. & VORNEHM, CH. (2002): GIS LOWRGREP – Standardization of a GIS in a European Project. – Unpublished working draft for the 4th LOWRGREP-Workshop, Zaragoza, Spain, February 14th–16th 2002. 40 S. (Unveröffentlicht).
- BAACKE, D. (2001): Geochemisches Verhalten umweltrelevanter Elemente in stillgelegten Polysulfiderzgruben am Beispiel der Grube »Himmelfahrt« in Freiberg/Sachsen. – Dissertation TU Bergakademie Freiberg, Freiburger Dissertationen Online, 139 S. Freiberg. (Universitätsbibliothek »Georgius Agricola« TU Bergakademie Freiberg).
- BADER, H. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6640 Neunburg vorm Wald. – 132 S. München. (BayGLA).
- BAUMGARTNER, A. (1958): Nebel und Nebelniederschlag als Standortfaktoren am Großen Falkenstein (Bayerischer Wald). Forstwiss. Centralbl. 77, 257–272. Berlin, Hamburg. (Parey).
- BAUMGARTNER, A., (1970): Klima und Erholung im Bayerischen Wald. – Verhandlungen Deutscher Beauftragter für Naturschutz und Landschaftspflege 17, Bad Godesberg.
- BAYFORKLIM (BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBAND) (HRSG.) (1996): Klimaatlas von Bayern. 48 S., 57 Karten. München. (Selbstverlag).
- BAYGLA (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT) (HRSG.) (1998): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6944 Bodenmais. München. (BayGLA).
- BAYGLA: (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT) (HRSG.) (2002): Bohrdaten auf Blatt Nr. 6944 Bodenmais. Bohrarchiv des BayGLA, München. (Unveröffentlicht).
- BAYGLA (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT) (HRSG.) (2003): Konzeptbodenkarte 1:25.000, Blatt Nr. 6944 Bodenmais. München. (Unveröffentlicht).
- BAYLFW (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT) (HRSG.) (1994): Auswirkungen des sauren Regens und des Waldsterbens auf das Grundwasser. Dokumentation der Methoden und Messdaten des Entwicklungsvorhabens 1988–1992. Materialien 40 (August 1994). 387 S. München. (BayLFW).
- BAYLFW (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT) (HRSG.) (1997): Grundwasserversauerung in Bayern. Informationsberichte 1/97. 179 S. München. (BayLFW).
- BAYLFW (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT) (HRSG.) (2003): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Donaugebiet, 1999 (01.11.1998–31.12.1999). In Zusammenarbeit mit der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg. 307 S., 1 Karte. München. (BayLFW).

- BAYLSD (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR STATISTIK UND DATENVERARBEITUNG) (HRSG.) (2001A): Statistik kommunal. Markt Bodenmais. 13 S. München. (Selbstverlag.)
- BAYLSD (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR STATISTIK UND DATENVERARBEITUNG) (HRSG.) (2001B): Statistik kommunal. Gemeinde Böbrach. 13 S. München. (Selbstverlag.)
- BAYLVA (BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGAMT) (HRSG.) (2001A): Vektordaten aus dem Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystem (ATKIS) im Maßstab 1: 25.000 – Ausschnitt aus den Blättern Nr. 6844 Lam und 6944 Bodenmais. München. (BayLVA).
- BAYLVA (BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGAMT) (HRSG.) (2001B): Digitales Geländemodell (DGM) im Raster 50x50m – Ausschnitt aus den Blättern Nr. 6844 Lam und 6944 Bodenmais der Topographischen Karte im Maßstab 1: 25.000. München. (BayLVA).
- BAYNATSCHG (1983): Bayerisches Naturschutzgesetz – Kommentar; begr. von H. Friedlein und W. Weidinger. Neubearb. von W. Weidinger u. G. Graß. 2. Aufl., 294 S., Köln, München. (Dt. Gemeindeverl.).
- BNATSCHG (1996): Bundesnaturschutzgesetz – Kommentar von Erich Gassner (Hrsg.). 922 S., München. (Beck).
- BAYWG (1982): Bayerisches Wassergesetz [in der Fassung der Bekanntmachung vom 18. September 1981]; mit ergänzenden landesrechtlichen Vorschriften, Wasserhaushaltungsgesetz des Bundes und Wasserverbandverordnung. – 4. völlig neubearb. Auflage, Stand: 1. Sept. 1982. 359 S., München. (Beck).
- BAYSTMLU (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN) (HRSG.) (1998): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Naab–Regen. 2 Bde., 240 S., 29 Karten. München. (BayStMLU)
- BEILKE, S. & UHSE, K. (1999): Saurer Regen in Deutschland zwischen 1982 und 1998. – In: UMWELTBUNDESAMT (HRSG.): Jahresbericht 1998 aus dem Messnetz des Umweltbundesamtes. UBA Texte 66/99, 3–19. Berlin. (UBA).
- BENDER, S. (2000): Klassifikation und genetische Entwicklung der Grundwässer im Kristallin der Oberpfalz/Bayern. Münchner Geol. Hefte B 10, 219 S. München.
- BENDER, S. (HRSG.) (2002): Detailed Analysis of the Hydrochemical Changes in The Hardrock Regions, LOWRGREP-Bericht, D3, 68 S., München.
- BENDER, S., VORNEHM, CH., WOHNLICH, S, LAUTENSCHLAGER, T. (2001): Scheme for developing a GIS-based data bank in the region of Regen (E-Bavaria). – In: SEILER, K.-P. & WOHNLICH, S. (HRSG.): New Approaches characterizing groundwater flow. Proceedings of the XXXI International Association of Hydrogeologists congress Munich, Germany, 10–14 September 2001, Vol. 2, 907–915. Lisse. (Balkema).
- BENDER, S., DORSCH, K., VORNEHM, CH., WOHNLICH, S. (2002): Bavarian Part of the Bohemian Massif – Germany. – In: BENDER, S. (HRSG.): Detailed Analysis of the Hydrochemical Changes in The Hardrock Regions, LOWRGREP-Bericht, D3, 20–33. München.
- BENDER, S., DORSCH, K., VORNEHM, CH., WOHNLICH, S. (2003A): Bavarian case study – In: Santrucek, J. (Hrsg.): Risk analysis of the factors influencing the groundwater quality in the mountain regions and simulation of the different scenarios of the groundwater quality development, LOWRGREP-Bericht, WP3, D6, D7, 62–75, Prague.
- BENDER, S., DORSCH, K., VORNEHM, CH., WOHNLICH, S. (2003B): Possibilities of groundwater abstraction in hardrock environment – In: SÁNCHEZ-NAVARRO, J. A., PÉREZ-GARCÍA, A., & CABALLERO, J. (HRSG.): An estimate of regional variation in groundwater runoff from hard rock areas using the GIS. LOWRGREP-Bericht, WP4, D8, 25–33. Zaragoza.
- BENDER, S., DORSCH, K., VORNEHM, CH., WOHNLICH, S. (2004): Optimierte Landnutzung in Festgesteinsregionen aus der Sicht des Grundwasserschutzes (LOWRGREP). – Grundwasser (eingereicht).
- BEST, M. G. (1982): Igneous and Metamorphic Petrology. 630 S. New York. (Freeman).

- BEUDERT, B. & HOFMANN, R. (2001): 10 Jahre integriertes Ökosystem-Monitoring im Nationalpark Bayerischer Wald. – In: UMWELTBUNDESAMT (HRSG.): 30 Jahre Pilotstation des Umweltbundesamtes. Festschrift anlässlich der Feier zum 30jährigen Bestehen der Pilotstation am 5. November 2001. Texte UBA 56/01. Berlin. (UBA).
- BGR (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE) (HRSG.) (1999): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 7142 Deggendorf. Hannover. (BGR).
- BITTERSOHL, J. & LISCHIED, G. (1995): Hydrogeologie und Abflussverhalten im Einzugsgebiet Lehstenbach. – In: MANDERSCHIED, B. & GÖTTLEIN, A. (HRSG.): Bayreuther Forum Ökologie 18, 40–48. Bayreuth. (BITÖK).
- BLENDINGER, H. & WOLF, H. (1971): Die Magnetkieslagerstätte Silberberg bei Bodenmais und weitere Erzvorkommen im Hinteren Bayerischen Wald. – Der Aufschluß, Sonderheft 21, 108–139. Göttingen.
- BLÜMEL, P. & PROPACH, G. (1978): Anthophyllite gneiss from the Silberberg Fe-sulfide deposit in high-grade metasediments near Bodenmais, E-Bavaria. – Neues Jb. Mineral. Abh. 134, 1, 24–32.
- BMFVEL (BUNDESMINISTERIUM FÜR VERBRAUCHERSCHUTZ, ERNÄHRUNG UND LANDWIRTSCHAFT) (HRSG.) (2001): Verordnung über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch – Vom 21. Mai 2001. BGBl I 2001, 959, 35 S. Berlin.
- BOCK, K. (1990): Untersuchungsbericht Abraumhalden Silberbergwerk. – Ingenieurbüro für Umwelttechnik und Analytik, i. A. des Straßenbauamtes Deggendorf. 19 S., Passau. (Unveröffentlicht).
- BRECHTEL, H. M. (1970): Wald und Retention. Einfache Methoden zur Erforschung der Bedeutung des Waldes für das Wasserdargebot. – Deutsche Gewässerkundl. Mitt. 14, 91–103. Koblenz.
- BREUER, B. (1997): Hydrogeologische Gegebenheiten in der Verwitterungszone im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (KTb), Oberpfalz. Dissertation Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg. 190 S. Erlangen-Nürnberg.
- BRUNNACKER, K. (1965): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6945 Zwiesel. 109 S. München. (BayGLA).
- BÜTTNER, G. (2004): Hydrogeologische Verhältnisse. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (HRSG.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blattgebiet Neualbenreuth/Mähring. München. (Manuskript, eingereicht).
- BÜTTNER, G. & VORNEHM, CH. (2005): Hydrogeologische Verhältnisse. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (HRSG.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6944 Bodenmais, München. (BayGLA). (In Vorbereitung).
- CAKIR, B. (2003): Bodenuntersuchungen im Arbergebiet (Bayerischer Wald) im Hinblick auf die regionalen Niederschlagsverhältnisse und die Bodenversauerung. Unveröff. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München.
- CARLÉ, W. (1965): Zur Herkunft des Kochsalz-Gehaltes der vogtländischen und nordwestböhmischen Mineralwässer, vor allem des Karlsbader Mineralwassers. – Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., Jg. 1963, Bd. 115, 425–453. Hannover.
- DAUBE, B., KIMBALL, K. D., LAMAR, P. A., WEATHERS, K. C. (1987): Two new ground-level cloud water sampler designs which reduce rain contamination. Atmospheric Environment, 21, 893–900.
- DAVIS, S. N. & TURK, L. J. (1964): Optimum depth of wells in crystalline rocks. – Ground Water 2, 6–11. Urbana/Ill.
- DAVIS, S. N. & DE WIEST, R. J. M. (1967): Hydrogeology. 2. Aufl., 463 S., New York, London, Sydney, Toronto. (Wiley).
- DARKO, P. K. & KRÁSŇY, J. (1998): Comparison of Transmissivity of Hard Rocks in Ghana and in the Czech Part of the Bohemian Massif. – In: ANNAU, R., BENDER, S., WOHNLICH, S. (1998) (HRSG.): Hard Rock Hydrogeology of the Bohemian Massif. 3rd International Workshop, Windischeschenbach, Germany, October 1998. Münchner Geol. Hefte B8, 3–9. München.

- DIDON-LESCOT, J.-F., GUILLET, B., LELONG, F. (1998): Le nitrate des ruisseaux, indicateur de l'état sanitaire et des perturbations de l'écosystème forestier. Exemple du Mont Lozère. – C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes 327, 07–113. Paris. (Elsevier).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1984): DIN 38414-4 (1984): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung; Schlamm und Sedimente (Gruppe S); Bestimmung der Eluierbarkeit mit Wasser (S4). Berlin. (Beuth).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1986): DIN 38402-51: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser und Schlammuntersuchung; Allgemeine Angaben (Gruppe A); Kalibrierung von Analyseverfahren, Auswertung von Analyseergebnissen und lineare Kalibrierfunktionen für die Bestimmung von Verfahrenskenngrößen (A 51). Berlin. (Beuth).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1992): DIN 4049-1: Hydrologie; Grundbegriffe. Berlin. (Beuth).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1994): DIN 32645: Chemische Analytik; Nachweis-, Erfassungs- und Bestimmungsgrenze; Ermittlung unter Wiederholbedingungen; Begriffe, Verfahren, Auswertung. Berlin. (Beuth).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1997A): DIN 19685: Klimatologische Standortuntersuchung – Ermittlung der meteorologischen Größen. Berlin. (Beuth).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1997B): DIN ISO 13536: Bodenbeschaffenheit – Bestimmung der potentiellen Kationenaustauschkapazität und der austauschbaren Kationen unter Verwendung einer bei pH = 8,1 gepufferten Bariumchloridlösung (ISO 13536: 1995). Berlin. (Beuth).
- DIN (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG) (1998): DIN 18130-1: Baugrund – Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts – Teil 1: Laborversuche. Berlin. (Beuth).
- DROBNER, E., HUBER, H., RACHEL, R., STETTER, K. O. (1992): *Thiobacillus plumbophilus* spec. Nov., a novel galena and hydrogen oxidizer. – Archives of Microbiology 157, 213–217. (Springer).
- DVOŘÁK, J. (1998): Hydrogeology and the genesis of mineral waters of the Carlsbad type in western Bohemia. – In: ANNAU, R., BENDER, S., WOHLNICH, S. (1998) (HRSG.): Hard Rock Hydrogeology of the Bohemian Massif. 3rd International Workshop, Windischeschenbach, Germany, October 1998. Münchner Geol. Hefte B8, 63–70. München.
- DVWK (DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU) (1984): Ermittlung der Stoffdeposition in Waldökosysteme. – DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, 122, 6 S. Hamburg. (Parey).
- DWD (DEUTSCHER WETTERDIENST) (2002): Digitale Daten der langjährigen Mittelwerte, Monatsmittel und Tageswerte versch. Klima- und Niederschlagsstationen. DWD, RGB München. (Unveröffentlicht).
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3., stark bearbeitete Auflage. 536 S. Berlin. (Verlag für Bauwesen).
- ELIÁŠ, V., TESAŘ, M., BUCHTELE, J. (1995): Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). Journal of Hydrology, Vol. 166, 409–420. Amsterdam.
- ELLING, W., BAUER, G., KLEMM, G., KOCH, H. (OBERFORSTDIREKTION REGENSBURG) (1987): Klima und Böden. Waldstandorte. Nationalpark Bayerischer Wald H1. 255 S., 2. verbesserte Aufl., Schriftenreihe des Bayerischen Staatsministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten. München, Grafenau. (Morsak).
- ERGENZINGER, P. (1967): Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. – Eiszeitalter und Gegenwart 18, 152–168. Öhringen.
- EVANS, C. D., CULLEN, J. M., ALEWELL, C., KOPÁČEK, J., MARCHETTO, A., MOLDAN, F., PRECHTEL, A., ROGORA, M., VESELÝ, J. & WRIGHT, R. (2001): Recovery from acidification in European surface waters. – In: MCCULLOCH, J. S. G., JENKINS, A., FERRIER R. C. & WRIGHT, R. F. (HRSG.): Assessment of recovery of European surface waters from acidification 1970–2000. Hydrology and Earth System Sciences, Special Issue, 5/3, 283–297. Katlenburg-Lindau. (European Geophysical Society).

- FEHN H. (1959): Bayerischer und Oberpfälzer Wald. – In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J., GELLERT, J., NEEF, E., MÜLLER-MINY, H., SCHULTZE, J. H. (HRSG.) (1959 – 1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Gemeinschaftsveröffentlichung des Instituts für Landeskunde und des Deutschen Instituts für Länderkunde. Bd. II, 624–638. Bad Godesberg. (Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung).
- FERRIER, R. C., JENKINS, A., WRIGHT, R. F., SCHÖPP, W. & BARTH, H. (2001): Assessment of recovery of European surface waters from acidification 1970 – 2000: An introduction to the Special Issue. – In: McCULLOCH, J. S. G., JENKINS, A., FERRIER R. C. & WRIGHT, R. F. (HRSG.): Assessment of recovery of European surface waters from acidification 1970 – 2000. Hydrology and Earth System Sciences, Special Issue, 5/3, 274–282. Katlenburg-Lindau. (European Geophysical Society).
- FIEDLER, H. J. (1979): Relationships between soil types, forest stand and edaphon in ecosystems of spruce forests. – In: KLIMO, E. (HRSG.): Proc. Symp. »Stability of Spruce Ecosystems«, 415–422. Brno.
- FIŠÁK, J., REZÁČOVÁ, D., ELIÁŠ V., TESAŘ, M. (2001): Comparison of Pollutant Concentrations in Fog (Low Cloud) Water in Northern and Southern Bohemia. – Journal of Hydrology and Hydromechanics 49, 5, 275–290.
- FIŠÁK, J., TESAŘ, M., REZÁČOVÁ, ELIÁŠ V., WEIGNEROVA, V., FOTTA, D. (2002): Pollutant concentrations in fog and low cloud water at selected sites of the Czech Republic. – Atmospheric Research 64, 75–87. Amsterdam. (Elsevier).
- FISCHER, G. (1939): Der Bayerische- und Böhmerwald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte. – Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt 59, 55–82. Berlin.
- FORSTAMT BODENMAIS (2002): Bodenkundlicher und forstwirtschaftlicher Exkursionsführer. Unveröffentlicht.
- FRANKE, W. & ZELANŹNIEWICZ, A. (2000): The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCHEN, O., TAUNER, D. (HRSG.): Organic Processes, quantification and Modelling in the Variscan Belt 179, 63–86.
- FRICKE, F., BEILKE, S., BIEBER, E., UHSE, K., WALLASCH, M. (1997): Ergebnisse täglicher Niederschlagsanalysen in Deutschland von 1982 bis 1995. UBA Texte 10/97. 452 S. Berlin. (Umweltbundesamt).
- GALSTER, H. (1990): pH-Messung: Grundlagen, Methoden, Anwendungen, Geräte. 322 S., Weinheim. (VCH).
- GASCOYNE, M. & KAMINENI, D. C. (1993): The Hydrogeochemistry of fractured plutonic rocks in the Canadian shield. – Applied Hydrogeology 2, 43–49.
- GEORGII, H.-W. (1963): Oxides of nitrogen and ammonia in the atmosphere. – Journal of Geophysical Research 68, 13, 3963–3970, Washington D. C.
- GULDER, H.J. & KÖLBEL, M. (1993): Waldbodeninventur in Bayern. Forstliche Forschungsberichte 132, 243 S., Freising. (Bayer. Forstl. Versuchs- und Forschungsanstalt).
- GÜMBEL, C.W. (1868): Geognostische Beschreibung des Koenigreiches Bayern. – II. Abt.: Ostbayerisches Grenzgebirge oder Oberpfälzer Waldgebirge. 968 S., Gotha. (Perthes). (Nachdruck 1998).
- HAAG, I. (1997): Hydrochemische Dynamik und Versauerungsmechanismen im Quellgebiet der Großen Ohe. – Nationalpark Bayerischer Wald, Wasserhaushalt und Stoffbilanzen im naturnahen Einzugsgebiet Große Ohe H6, 185 S. Freiburg.
- HAAG, I., MORITZ, K., BITTERSÖHL, J., MÜLLER H. E. (1999): Dynamik des Säure-Base-Zustandes im Markungsgraben, Nationalpark Bayerischer Wald. – Wasser & Boden 51/3, 50–53. Berlin. (Blackwell).
- HAINES, T. S. & LLOYD, J. W. (1985): Controls on silica in groundwater environments in the United Kingdom. – Journal of Hydrology 81, 277–295.

- HANZLÍK, J. & KRÁSNÝ, J. (1998): Brine occurrence in Czech-German border region. – In: ANNAU, R., BENDER, S., WOHNLICH, S. (1998) (HRSG.): Hard Rock Hydrogeology of the Bohemian Massif. 3rd International Workshop, Windischeschenbach, Germany, October 1998. Münchner Geol. Hefte B8, 71–78. München.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – Mitt. Deutscher Wetterdienst 2, Nr. 11, 24 S. Bad Kissingen. (Dt. Wetterdienst).
- HAUNER, U. (1980): Untersuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen. – Nationalpark Bayerischer Wald 6, 198 S, Grafenau. (Morsak).
- HEGEMANN, F. & MAUCHER, A. (1933): Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silber-Berg bei Bodenmais. – Sonderdruck Abh. Der Geologischen Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt 11, 4–43. München.
- HEM, J. D. (1977 A): Reactions of metal ions at surface of hydrous iron oxide. – Geochim. Cosmochim. Acta 41, 527–538. Oxford, New York.
- HEM, J. D. (1977 B): Redox processes at surface of manganese oxide and their effects on aqueous metal ions. – Chem. Geol. 21, 199–218. Amsterdam.
- HEM, J. D. (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. – U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2254, 3. Aufl., 263 S., Washington D. C. (USGS).
- HJELBREKKE, A.-G. (2001): EMEP Data Report 1999. Acidifying and eutrophying compounds. – In: NORWEGIAN INSTITUTE FOR AIR RESEARCH (HRSG.): EMEP/CCC-Report 2/2001. 95 S. Kjeller.
- HOEG, S., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH. (2000): Hydrograph separation in a mountainous catchment – combining hydrochemical and isotopic tracers. – Hydrological Processes 14, 1199–1216. (J. Wiley & Sons).
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 5., überarb. u. erweiterte Auflage, 441 S., Stuttgart. (Enke).
- HOFMANN-SCHIELLE, C. (1988): Bodenkundliche Untersuchungen in den Hochlagen des Bayerischen Waldes unter besonderer Berücksichtigung des Mineralkörpers. Dissertation an der Forstwissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität München. 228 S. München.
- HOFMANN, C., FÖRSTER, H., REHFUESS, K.-E. (1994): Bodenkundliche und hydrologische Untersuchungen in den Hochlagen des inneren Bayerischen Waldes – Ein Beitrag zur Aufklärung der montanen Vergilbung von Fichtenbeständen. – Schriftenreihe der Forstwissenschaftl. Fakultät der Universität München und der Bayer. Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, 139. 258 S. München. (Selbstverlag).
- HRKAL, Z. (1992): Acidification of groundwater in the Bohemian Massif. – Norges geologiske undersøkelser Bulletin. 422. 97–102.
- HRKAL, Z. (2001): Vulnerability of groundwater to acid deposition, Jizerské Mountains, northern Czech Republic: construction and reliability of a GIS-based vulnerability map. – Hydrogeology Journal 9, 348–357. Berlin, Heidelberg. (Springer).
- HUBER, H. & STETTER, K. O. (1990): Thiobacillus cuprinus sp. Nov., a Novel Facultatively Organotrophic Metal-Mobilizing Bacterium. – Applied and Environmental Microbiology 56, 2, 315–322. (American Society for Microbiology).
- JAKES, P. & KRÁSNÝ, J. (1998): The Teplice Spa in the northern Bohemia: 120 years of hydrogeological issues and possibilities of its future development. – In: ANNAU, R., BENDER, S., WOHNLICH, S. (1998) (HRSG.): Hard Rock Hydrogeology of the Bohemian Massif. 3rd International Workshop, Windischeschenbach, Germany, October 1998. Münchner Geol. Hefte B8, 79–86. München.
- JAMBOR, J. L. (1994): Mineralogy of sulfide-rich tailings and their oxidation products. – In: JAMBOR, J. L. & BLOWES, D. W. (HRSG.): Environmental Geochemistry of sulfide mine wastes. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 22, 59–102. (Min. Ass. of Canada).

- JERZ, H. (1995): Bayern. – In: BENDA, L. (HRSG.): Das Quartär Deutschlands. 408 S., Berlin, Stuttgart. (Borntraeger).
- JONES, M. P. (1997): Methoden der Mineralogie. 260 S., Stuttgart. (Enke).
- KAZLOVSKY, Y. A. (1984): The World's Deepest Well. – Spektrum der Wissenschaft, 106–112. Heidelberg. (Spektrum d. Wiss. Verl.-Ges.).
- KELLER, R. (1961): Gewässer- und Wasserhaushalt des Festlandes: Eine Einführung in die Hydrogeographie. 520 S., Berlin. (Haude & Spener).
- KRÁSNÝ, J. (1999): Hard-rock hydrogeology in the Czech Republic (Hydrogéologie des milieux de socle en République tchèque). Hydrogéologie 2, 25–38. Orléans.
- LAUTENSCHLAGER, T. (2002): Grundwasseruntersuchungen unter besonderer Berücksichtigung von Tiefenwässern am Beispiel der Region Regen/Bayerischer Wald. Unveröff. Diplomarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München. 169 S. München.
- LEHRBERGER, G. & MARTINEK, K.-P. (1996): Metamorphe Goldvererzungen und assoziierte Seifenlagerstätten im Moldanubikum des Bayerischen Waldes und des südlichen Böhmerwaldes. – In: OBERMÜLLER, T. (HRSG.): Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes. Tagungsband der Vereinigung der Freunde der Mineralogie u. Geologie e. V. zur Sommertagung 1996 in Kötzing. 179–197. Grafenau. (Morsak).
- LINHARDT, E. (1985): Petrographische Untersuchungen am Silberberg bei Bodenmais im Hinblick auf den Stoffbestand der Rahmengesteine. Mineralogische Diplomarbeit am Institut für Mineralogie- und Petrographie der Ludwig-Maximilians-Universität München. 89 S. München.
- LINHARDT, E. (2001): Gumbels moderne Sicht zur Lagerstättengeneese des Sulfidervorkommens am Silberberg bei Bodenmais. – In: SPERLING, T. (HRSG.): Carl Wilhelm von Gumbel (1823–1898): Leben und Werk des bedeutendsten Geologen Bayerns. 157–164. München. (Pfeil).
- LISCHEID, G., MORITZ, K., BITTERSÖHL, J., ALEWELL, CH. & MATZNER, E. (2000): Sinks of anthropogenic nitrogen and sulphate in the Lehstenbach catchment (Fichtelgebirge). Lessons learnt concerning reversibility. – Silva Gabreta Vol. 4, 41–50. Vimperk.
- LISCHEID, G., MORITZ, K., BITTERSÖHL, J. (2001): Hydrologie im Einzugsgebiet »Lehstenbach«. – In: GERSTERBERGER, P. (HRSG.): Bayreuther Forum Ökologie 90, 91–101. Universität Bayreuth (BITÖK). Bayreuth.
- LODEMANN, M., WEISE, S., FRITZ, P., RAUERT, W., TRIMBORN, P. (1990): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland KTB-Vorbohrung. – In: INSTITUT FÜR HYDROLOGIE DER GESELLSCHAFT FÜR STRAHLEN- UND UMWELTFORSCHUNG MBH MÜNCHEN (GSF) (HRSG.): Jahresbericht 1989, 157–173, Neuherberg. (GSF-HY).
- LODEMANN, M. (1993): Salinare Fluide in der KTB-Vorbohrung (KTB-VB). Isotopengeochemische Untersuchungen im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland. – GSF-Bericht 42/93, Institut für Hydrologie, 164 S. Neuherberg. (GSF).
- LOGAN, J. (1964): Estimating transmissibility from routine production test of water wells. Ground Water 2, 35–37. Columbus/Ohio.
- LOUIS, C. (1968): Etudes des écoulements d'eau dans les rochers fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. Electricité France Bull. DER, série A, 3. Paris.
- MARINENKO, G. & KOCH, W. F. (1984): A critical review of measurement practices for the determination of pH and acidity of atmospheric precipitation. – Environment International, Vol. 10, 315–319. (Pergamon Press).
- MASON, B. & MOORE, C. B. (1985): Grundzüge der Geochemie. 340 S., Stuttgart. (Enke).
- MATTHES, S. (1993): Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 4., vollst. überarb. Auflage, 461 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

- MATTHEß, G. (1988): Veränderungen der Sicker- und Grundwasserbeschaffenheit durch saure oder Säurebildende Schwefel- und Stickstoff-Deposition. – *Meyniana* 40, 1–20, Kiel.
- MATTHEß, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. 3. überarb. Aufl. Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 2. 499 S., Berlin, Stuttgart. (Borntraeger).
- MATTHEß, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie. Grundwasserhaushalt. Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 1. 438 S., Nachdruck 1992, Berlin, Stuttgart. (Borntraeger).
- MATZNER, E. (1985): Auswirkungen von Düngung und Kalkung auf den Elementumsatz und die Elementverteilung in zwei Waldökosystemen im Solling. – *Allg. Forstzeitschr.* 41, 1143–1147.
- METROHM IONENANALYTIK (HRSG.) (1999): Aquatrode – die Wasser-Elektrode. Produktinformation der Firma Metrohm AG, 4 S., Herisau. (Selbstverlag).
- MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J., GELLERT, J., NEEF, E., MÜLLER-MINY, H., SCHULTZE, J. H. (HRSG.) (1959–1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Gemeinschaftsveröffentlichung des Instituts für Landeskunde und des Deutschen Instituts für Länderkunde, 3 Bde., Bad Godesberg. (Selbstverlag Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung).
- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. 2nd. Edition, 378 S., Oxford. (Oxford University Press).
- MORRIS, D. A. & JOHNSON, A. I. (1967): Summary of hydrologic and physical properties of rocks and soil materials as analysed by the Hydrologic Laboratory of the U. S. Geological Survey, 1948–1960. – USGS Water Supply Papers, 1839-D, 42 S. Washington D. C.
- MORITZ, K. & KREBS, M. (1995): Atmosphärische Stoffeinträge in den Untersuchungsgebieten des Entwicklungsvorhabens »Saurer Regen/Grundwasser«. – In: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (HRSG.): Internationales Symposium Grundwasserversauerung durch atmosphärische Deposition. Ursachen – Auswirkungen – Sanierungsstrategien. 26.–28. Oktober 1994, Bayreuth, Deutschland. – Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft H 3/95, 101–106. München.
- MORITZ, K. & BITTERSÖHL, J. (2000): Turnover of Nitrogen and Acidification in the Small Headwater Catchment Markungsgraben. – *Silva Gabreta* Vol. 4, 63–70. Vimperk.
- NORDSTROM, D. K. (1982): Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. – In: KITTRICK, J. A., FANNING, D. S., HOSSNER, L. R. (HRSG.): Acid sulfate weathering. – *Soil Sci. Soc. Amer. Spec. Pu.* 10, 37–56.
- NORDSTROM, D. K. (2000): Advances in the Hydrogeochemistry and Microbiology of Acid Mine Waters. – *Internat. Geology Review* 42, 499–515. (Winston & Son).
- NORDSTROM, D. K., ANDREWS, J. N., CARLSSON, L., FONTES, J.-C., FRITZ, P., MOSER, H. & OLSSON, T. (1985): Hydrogeological and Hydrogeochemical Investigations in Boreholes – Geochemical and isotope investigations of the Stripa groundwaters. – Technical Report STRIPA Project, 85–06, 1–250. Stockholm.
- NORDSTROM, D. K. & SOUTHAM, G. (1997): Geomicrobiology of sulfide mineral oxidation. – In: BANFIELD, J. F. & NEALSON, K. H. (HRSG.): Geomicrobiology: Interactions between microbes and minerals. *Rev. In Mineralogy* 35, 361–390. (Mineralogical Society of America).
- NORDSTROM, D. K. & ALPERS, C. N. (1999): Geochemistry of Acid Mine Waters. – In: PLUMLEE, G. S. & LOGSDON, M. J. (HRSG.): The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. Part A: Processes, Techniques, and Health issues. – *Reviews in Economic Geology* 6A, 133–160, Littleton. (Society of Economic Geologists).
- OBERMÜLLER, T. (1993): Der Silberberg bei Bodenmais/Bayer. Wald – Ein Beitrag zur Bergbaugeschichte und Mineralogie. – *Der Aufschluß* 44, 201–224. Heidelberg.
- PARKHURST, D. L. (1995): User's Guide to PHREEQC – A Computer Program for Speciation, Reaction-path, Advective-transport and Inverse Geochemical Calculations. – Water Resources Investigations Report 95-4227, 143 S., Lakewood, Colorado.

- PELIŠEK, J. (1969): Die vertikale Bodenzonalität im Gebiet des Böhmisches Massivs. – Zeitschr. f. Pflanzenernährung u. Bodenkunde 124, 148–156. Weinheim. (VCH).
- PFAFFL, F. (1971): Das Pegmatitgebiet von Arnbruck im Bayerischen Wald. – Der Aufschluß, Sonderheft 21, 140–149. Göttingen.
- PFAFFL, F. (1989): Der Bayerische Wald im Tertiär und Quartär. – Geol. Bl. NO-Bayern 39, H1-2, 1–38. Erlangen. (Selbstverlag).
- PIPER, A. M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. – Trans. Am. Geophys. Union 25, 914–928. Washington D. C.
- PRECHTEL, A., ALEWELL, C., ARMBRUSTER, M., BITTERSÖHL, J., CULLEN, J. M. EVANS, C. D., HELLIWELL, R., KOPÁČEK, J., MARCHETTO, A., MATZNER, E., MEESENBURG, H., MOLDAN, F., MORITZ, K., VESELÝ, J. & WRIGHT, R. F. (2001): Response of sulphur dynamics in European catchments to decreasing sulphate deposition. – In: McCULLOCH, J. S. G., JENKINS, A., FERRIER R. C. & WRIGHT, R. F. (HRSG.): Assessment of recovery of European surface waters from acidification 1970–2000. Hydrology and Earth System Sciences, Special Issue, 5/3, 311–325. Katlenburg-Lindau. (European Geophysical Society).
- PRIEHÄUBER, G. (1930): Die Eiszeit im Bayerischen Wald. – Abh. Geol. Landesuntersuchung d. Bayer. Oberbergamtes 2, 1–47. München.
- PRIEHÄUBER, G. (1938): Eiszeitliche Toteisbildungen im Bayerischen Wald. – Zeitschr. f. Gletscherkunde 26, 97–111. Berlin.
- PRIEHÄUBER, G. (1951): Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttau- bildungen. – Geol. Bl. NO-Bayern 1, 81–91. Erlangen.
- PRIEHÄUBER, G. (1963): Altpleistozäne Eiszeitspuren im Bayerischen Wald. – Geol. Bl. NO-Bayern 13, 163–177. Erlangen. (Selbstverlag).
- PRIEHÄUBER, G. (1968): Über die Verwitterung kristalliner Gesteine zu Zersatz von der Oberfläche aus. Bei- spiele aus dem Bayerischen Wald. – Geol. Bl. NO-Bayern 18, 162–172. Erlangen.
- PRIEHÄUBER, G. (1971): Über Trinkwasservorräte im Zersatz kristalliner Gesteine im Bayerischen Wald. – Geol. Bl. NO-Bayern 21, H 2/3, 127–135. Erlangen.
- QUENTIN, K.-E. (1957): Der Fluorgehalt bayerischer Wässer. – 1. Mitt. Gesundh.-Ing. 78, 21/22, 329–333. München.
- QUENTIN, K.-E. (1970): Die Heil- und Mineralquellen Nordbayerns. – Geologica Bavarica 62, 312 S., Mün- chen. (BayGLA).
- RATHSBURG, A. (1935): Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. – Firgenwald, Vierteljahrschrift f. Geologie u. Erdkunde der Sudetenländer, 5. bis 8. Jahrg., 1932–1935. 84 S., Reichenberg.
- RAUM, D. (1995): Geohydrologische Beurteilung der Bärnerauer Quellen der WV Böbrach – unveröff. Gut- achten Sachverständigenbüro für Grundwasser Dr. K.-H. Präsl., 42 S. Erding.
- REHFUESS, K. E. (1986): Wirkungen des Fichtenanbaus auf den Boden. – In: SCHMIDT-VOGT, H. (HRSG.): Die Fichte, Bd. II/1, 250–278. Hamburg, Berlin. (Parey).
- REHFUESS, K. E. (1990): Waldböden: Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. – Schriftenreihe Pareys Studentexte 29, 2., völlig Neubearb. u. erw. Auflage, 294 S., Hamburg, Berlin. (Parey).
- REINWALD, H. (1987): Einfluß der Kalkung auf bodenchemische Parameter und Saugkerzenwasser. Unver- öffentlichte Diplomarbeit Universität München. [zit. in REHFUESS 1990].
- RÖSSERT, R. (1976): Grundlagen der Wasserwirtschaft und Gewässerkunde. – 2. Aufl., 302 S., München, Wien (Oldenburg).
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H., GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. – In: BAYGLA (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT) (HRSG.): Erläute-

- rungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500.000, 4. neubearbeitete Auflage, 329 S. u. 8 Beil., München. (BayGLA).
- ROHRMÜLLER, J. (1996): Zur Geologie des nördlichen Bayerischen Waldes und des südlichen Oberpfälzer Waldes – ein Überblick. – In: OBERMÜLLER, T. (HRSG.): Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes. Tagungsband der Vereinigung der Freunde der Mineralogie u. Geologie e. V. zur Sommer-tagung 1996 in Kötzing, 1–12., Grafenau. (Morsak).
- SAKER, I. & JORDAN, H. (1977): Zu hydrogeologischen Eigenschaften der Verwitterungszonen erzgebirgischer Gneise. – Zeitschrift für angewandte Geologie 23, H 12, 606–611. Berlin.
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G. K., HARTGE, H., SCHWERTMANN, U. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. 14., neu bearb. Aufl. Unter Mitarbeit von Auerswald, K., Beyer, L., Fischer, W. R., Kögel-Knabner, I., Renger, M., Strelbel, O., 494 S., Stuttgart. (Enke).
- SCHENDEL, U. (1968): Messungen mit Grundwasserlysimetern über den Wasserverbrauch aus oberflächennahem Grundwasser. – Zeitschr. Kulturtechn. Flurberein. 9, 314–326, Berlin, Hamburg.
- SCHMITT, P. (1984): Gutachten zur Geologie und Hydrogeologie einer Mineralquelle bei Bodenmais im Bayer. Wald. – Unveröffentlichtes Gutachten Büro für Hydrogeologie, München. 17 S. München.
- SCHOELLER, H. (1962): Les eaux souterraines. – 642 S., Paris (Masson).
- SCHOELLER, H. (1935): Utilité de la notion des échanges des bases pour la comparaison des eaux souterraines. – Bull. Soc. Géol. de France 5, 4, 389–420, Paris.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P., STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologische Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. – Pareys Studentexte 81, 2. neu bearb. Aufl., 295 S., Berlin, Wien. (Blackwell).
- SCHREYER, W., KULLERUD, G., RAMDOHR, P. (1964): Metamorphic Conditions of Ore and Country Rock of the Bodenmais, Bavaria, Sulfide Deposit. – N. Jb. Mineral. Abh. 101, 1, 1–26.
- SCHRÖCKE, H. (1955): Petrotektonische Untersuchung des Cordieritgebietes um Bodenmais im Bayerischen Wald und der eingelagerten Kieslagerstätten. – Heidelberger Beiträge zur Mineralogie u. Petrographie 4, 464–503. Heidelberg.
- SCHUBERT, A. (2002): Bayerische Waldboden-Dauerbeobachtungsflächen – Bodenuntersuchungen. – Forstliche Forschungsberichte 187, 102 S., Freising. (BayLWF).
- SCHULER, P. (1985): pH-Messung in saurem Regen. (pH Measurement in Acid Rain). – GIT Fachz. Lab., 12/85, 1236–1240. Darmstadt. (GIT-Verlag).
- SCHULZ, H. D. (1972): Grundwasserneubildung berechnet aus der Chlorid-Bilanz. – Geol. Mitt. 12, 53–60. Achen.
- SEILER, K.-P. & MÜLLER, K. (1995): Grundwasserneubildung und Grundwasserumsatzräume im Kristallin des Bayerischen Waldes. – Deutsche Gewässerkundl. Mitt. 39, H6, 194–199. Koblenz.
- SEMMEL, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie. 119 S., Stuttgart. (Teubner).
- SIGG, L. & STUMM, W. (1996): Aquatische Chemie. Eine Einführung in die Chemie wässriger Lösungen und natürlicher Gewässer. 4., durchges. Auflage, 498 S., Zürich/Stuttgart (vdf Hochschulverlag/Teubner).
- STAŚKO, S. & TARKA, R. (2001): Ground water flow in fractured hard rock based on field data from the Sudety Mts., SW Poland. – In: SEILER, K.-P. & WOHNLICH, S. (HRSG.): New Approaches characterizing groundwater flow. Proceedings of the XXXI International Association of Hydrogeologists congress Munich, Germany, 10–14 September 2001, Vol. 2, 1069–1072. Lisse. (Balkema).
- STETTNER, G. (1971): Die Beziehungen der kohlensäureführenden Mineralwässer Nordostbayerns und der Nachbargebiete zum rhegmatischen Störungssystem des Grundgebirges. – Geologica Bavarica 64, 85–394, München. (BayGLA).
- STETTNER, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz – Einführung und Exkursionen. 240 S., München. (BayGLA).

- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. 191 S. Stuttgart. (Enke).
- STRAUB, D. J., COLLETT JR., J. L., FRIESEN, R. & BAUMGARDNER, D. (2001): Design and characterization of airborne cloudwater sampler. – In: SHEMENAUER, R. S., BRIDGMAN, H. (HRSG.): Proceedings of the Second International Conference on Fog and Fog Collection, St. John's, Newfoundland, Canada, 209–212.
- STRUNZ, H. (1962): Uranfunde in Bayern von 1804 bis 1962, einschließlich der radiometrischen Messergebnisse. 92 S., Regensburg. (Naturwiss. Verein).
- STRUNZ, H. (1971): Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes. – Der Aufschluß, Sonderheft 21, 7–91. Heidelberg.
- TARKA, R. (1997): Ground water recharge in mountain crystalline massif on the example of the Snieznik massif in the Sudetes. [in Polnisch] – Acta Univ. Wartsil. Prace Geolo. Mineral. LVI, Wroclaw.
- TAYLOR, S. T., WHEELER, M. C., NORDSTROM, D. K. (1984): Stable isotope geochemistry of acid mine drainage: Experimental oxidation of pyrite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 2669–2678.
- TESAŘ, M., SIR, M., FOTTAVA, D., FIŠÁK, J., ELIÁŠ V., (2001): Cloud and Fog Water Deposition and its Hydrological and Ecological Importance in Selected Regions of the Czech Republic. – In: SHEMENAUER, R. S. & BRIDGMAN, H. (HRSG.): Proceedings of the Second International Conference on Fog and Fog Collection. St. John's, Canada, 15–20 July 2001, 153–156. North York.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. (1955): The water balance. – Publ. in Climatology 7, 1, 103 S., Centerton/N.J.
- TROLL, G., BAUBERGER, W., DOLLINGER, U. (1967): Führung zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald, Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. – *Geologica Bavarica* 58, 188 S., 1 Kt., München. (BayGLA).
- TROLL, G., LINHARDT, E., SKERIES, R. (1987): Petrographic and geochemical studies on country rock of the Bodenmais (Bavaria) sulphide deposit. – *Neues Jahrb. für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 726–752. Stuttgart. (Schweizerbart).
- TURC, L. (1954): Le bilan d'eau des sols, relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. – *Ann. Agron.* 4, 495–598. Paris.
- ULRICH, B., MAYER, R. & KHANNA, P. K. (1981): Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling. – Schriften aus der Forstlichen Fakultät der Universität Göttingen und der Niedersächsischen Forstlichen Versuchsanstalt, Bd. 58, 2. unveränderte Auflage. 293 S., Frankfurt a. Main. (J. D. Sauerländer's Verlag).
- UBA (UMWELTBUNDESAMT) (2002A): Chemische Untersuchungen am Niederschlagswasser der Station »Brotjacklriegel« des Umweltbundesamtes, 2000–2002. Digitale Daten, unveröffentlicht.
- UBA (UMWELTBUNDESAMT) (2002B): Jahresbericht 2001. 204 S. Berlin. (UBA).
- VORNEHM, CH. (2002): ATKIS-Nutzung im internationalen Vergleich – europäisches Forschungsprojekt Grundwasserschutz in Kristallingesteins-Gebieten. – In: BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAMT (HRSG.): 16. Informationsveranstaltung: Geobasisdaten der Bayerischen Vermessungsverwaltung, 75–84. München. (BayLVA).
- VORNEHM, CH., BENDER, S., LEHRBERGER, G. (2002): Impact of ore deposits and anthropogenic activities on local hydrochemistry at »Silberberg«, S-Germany. – In: MERKEL, B., PLANER-FRIEDRICH, B., WOLKERSDORFER, C. (HRSG.): Uranium in the aquatic environment. Proceedings of the International Conference Uranium Mining and Hydrogeology III and the International Mine Water Association Symposium, Freiberg, Germany, 15–21 September 2002, 1065–1074. Berlin. (Springer).
- VORNEHM, CH., BENDER, S., WOHNLICH, S. (2003A): Geochemische Zonierung von Boden und Grundwasser aufgrund von atmosphärischer Deposition im Arbergebiet, Bayerischer Wald (S-Deutschland). – Diffuse Input of Chemicals in Soil and Groundwater – Assessment and Management. Workshop February 20th – 28th 2003, Mitteilung Institut Grundwasserwirtschaft TU Dresden 3, 161–170. (Selbstverlag).

- VORNEHM, CH., DORSCH, K., BENDER, S. (2003B): Anwendung einer GIS-Risikoabschätzung für das Qualitäts-Management im Bereich Grundwasser. – Diffuse Input of Chemicals in Soil and Groundwater – Assessment and Management. Workshop February 20th–28th 2003, Mitteilung Institut Grundwasserwirtschaft TU Dresden 3, 361–370. (Selbstverlag).
- WEINLÄNDER, A. (1959): Niederschlag und Geländegestaltung. – Meteorol. Rundschau 12, 120–126. Berlin, Stuttgart. (Borntraeger).
- WEINSCHENK, E. (1914): Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. – Abh. Bayer. Akademie der Wissensch. II, Kl. 21, Abt. 1901. – Petrographische Exkursionen im Bayerischen Wald. 71 S. München.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. 382 S. Stuttgart. (Enke).
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. 5. Aufl., 348 S., New York. (Springer).
- WRIGHT, R. F., ALEWELL, CH., CULLEN, J. M., EVANS, C. D., MARCHETTO, A., MOLDAN, F., PRECHTEL, A. & ROGORA, M. (2001): Trends in nitrogen deposition and leaching in acid-sensitive streams in Europe. In: McCULLOCH, J. S. G., JENKINS, A., FERRIER R. C. & WRIGHT, R. F. (HRSG.): Assessment of recovery of European surface waters from acidification 1970–2000. Hydrology and Earth System Sciences, Special Issue, 5/3, 299–310. Katlenburg-Lindau. (European Geophysical Society).
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – Forschung Dt. Landeskunde 104, 47–54. Remagen.
- ZEIEN, H. (1995): Chemische Extraktionen zur Bestimmung der Bindungsformen von Schwermetallen in Böden. – Bonner Bodenkundl. Abh. 17, 284 S., Bonn. (Selbstverlag).
- ZEIEN, H. & BRÜMMER, G. W. (1989): Chemische Extraktionen zur Bestimmung von Schwermetallbindungsformen in Böden. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesellschaft 59/1, 505–510. Hohenheim.
- ZOLLNERT, A. (1995): Düngeversuche in ostbayerischen Wäldern. – Berichte aus der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft 6, 50 S., Freising. (BayLWF).

Anhang 1: Klimadaten (DWD 2002)

Anhang 1a: Langjährige Mittelwerte (1960–90)

Niederschlag [mm]

STATIONSNAME	Summe	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Großer Arber	1443,6	129,7	94,6	111,4	92,9	111,5	147,6	152,0	130,9	123,2	97,0	121,3	131,5
Bayerisch Eisenstein	1343,6	118,9	88,8	100,4	91,8	115,2	125,3	129,6	117,7	99,2	89,2	111,9	155,7
Bodenmais	1251,4	99,0	90,3	99,0	85,7	104,8	128,9	134,6	111,2	89,6	86,6	93,9	127,9
Brennes	1567,4	142,9	111,8	129,2	111,7	126,9	147,5	149,9	135,1	108,7	101,1	128,0	174,6
Drachelsried	1142,3	89,6	73,7	78,9	82,2	103,6	123,6	117,4	117,1	88,9	73,8	85,3	108,2
Zwieselberg	1026,6	94,3	66,1	73,1	64,1	82,1	109,5	111,5	101,5	75,8	66,3	75,4	106,7

Temperatur [°C]

STATIONSNAME	Mittel	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Großer Arber	2,7	-5,2	-4,8	-2,6	1,1	5,9	8,8	10,6	10,5	7,7	4,4	-0,7	-3,8
Zwieselberg	6,2	-3,1	-1,7	1,5	5,4	10,9	13,8	15,5	14,9	11,3	6,9	1,4	-1,8

Temperatur um 14 Uhr [°C]

STATIONSNAME	Mittel	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Großer Arber	4,4	-4,0	-4,1	-1,4	3,3	8,6	9,9	13,6	13,3	9,0	7,1	0,0	-2,2
Zwieselberg	10,3	-0,4	2,0	5,7	9,8	15,3	17,7	19,8	19,8	16,5	12,5	4,6	0,5

Relative Luftfeuchte [%]

STATIONSNAME	Mittel	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Großer Arber	79	83	82	84	79	77	80	75	79	84	74	78	79
Zwieselberg	81	86	82	80	77	75	76	76	79	82	83	86	88

Rel. Luftfeuchte um 14 Uhr [%]

STATIONSNAME	Mittel	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Großer Arber	76	83	82	82	73	70	75	68	71	80	72	78	79
Zwieselberg	67	79	70	65	60	59	62	61	61	64	65	76	82

Frosttage

STATIONSNAME	Summe	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Großer Arber	168,4	29,5	25,1	27,0	18,9	6,1	1,6			1,5	9,1	22,5	27,0
Zwieselberg	149,8	28,0	24,9	22,6	14,2	2,7	0,2		0,0	1,4	9,5	20,6	25,7

Tage m. geschl. Schneedecke

STATIONSNAME	Summe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Großer Arber	183,0	30,9	28,3	31,0	28,1	11,2	3,0	1,0	1,0	1,3	5,4	21,4	28,4
Zwieselberg	103,6	26,5	23,8	17,4	4,8	1,3					2,7	10,3	22,7
Bodenmais	84,6	22,3	22,0	13,9	5,4	1,5					3,0	9,4	21,2

Windrichtung [%]

STATIONSNAME	N	02-04	05-07	E	08-10	11-13	14-16	S	17-19	20-22	23-25	W	26-28	29-31	32-34
Großer Arber	71	46	18	28	82	66	62	62	118	82	156	144	112	91	
Zwiesel	52	76	69	39	41	43	55	55	82	86	86	70	37	35	

Anhang 2: Chemische Zusammensetzung der Gesteine

Parameter	Einheit	1	2	3	4	5	6
L.O.I.	%	0,42	1,74	2,05	1,02	0,67	0,56
SiO ₂	%	64,67	60,19	63,51	62,75	61,14	62,52
TiO ₂	%	0,77	0,97	1,18	1,11	1,65	0,67
Al ₂ O ₃	%	16,39	18,83	17,74	15,53	15,58	15,59
Fe ₂ O ₃	%	0,67	1,97	1,59	0,69	0,14	0,41
MnO	%	0,13	0,09	0,08	0,06	0,32	0,07
MgO	%	2,71	2,90	3,00	2,11	2,87	1,07
CaO	%	4,39	0,90	1,09	2,88	4,91	2,29
Na ₂ O	%	3,11	1,79	2,84	1,71	3,01	3,09
K ₂ O	%	2,11	3,88	2,58	4,91	2,28	6,35
P ₂ O ₅	%	0,16	0,12	0,06	0,38	0,38	0,69
Ba	ppm	320	1070	640	1250	1000	2520
Cr	ppm	90	120	130	20	30	10
Ni	ppm	40	40	50	10	10	10
Rb	ppm	100	120	100	190	120	170
Sr	ppm	200	210	160	320	320	310
Zn	ppm	90	110	150	110	110	70
Zr	ppm	180	200	230	280	230	450
Nb	ppm	20	20	20	10	10	10
Y	ppm	30	40	30	20	40	50
V	ppm	100	160	180	110	160	60
Analysen aus TROLL ET AL. (1987):							
1, 2: gebänderter, Plagioklas-haltiger Cordierit-Gneis							
3, 4: Plagioklas-reicher Metatexit							
5, 6: granitischer Gneis, mittel- bzw. grobkörnig (Körneltgneis od. Rabensteiner Gneis)							

Anhang 3: Analysenmethoden

Parameter	Symbol	Meßbereich	Methode	Gerät	Nachweisgr.	Vertrauensber.
Natrium	Na ⁺	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,01 mg/L	6 %
Kalium	K ⁺	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,05 mg/L	6 %
Kalzium	Ca ²⁺	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,01 mg/L	6 %
Magnesium	Mg ²⁺	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,01 mg/L	6 %
Hydrogencarbonat	HCO ₃ ⁻	mg/L	berechnet aus Säurekapazität bis pH 4,3; Volumetrie: Titration mit 0,01 n H ₂ SO ₄ gegen Methylorange	Titriergerät nach Schilling	3,05 mg/L	3,05 mg/L
Chlorid	Cl ⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1 mg/L	6 %
Nitrat	NO ₃ ⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1 mg/L	6 %
Sulfat	SO ₄ ²⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1 mg/L	6 %
Phosphat	PO ₄ ³⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1–0,3 mg/L	6 %
Nitrit	NO ₂ ⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1 mg/L	6 %
Bromid	Br ⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1 mg/L	6 %
Fluorid	F ⁻	mg/L	Ionenchromatographie	DIONEX DX-100	0,1 mg/L	6 %
Ammonium	NH ₄ ⁺	mg/L	Spektralphotometrie, Salicylat-Methode als NH ₃ -N	HACH Spektrophotometer DR/2000	0,1 mg/L	0,05 mg/L
Kieselsäure	SiO ₂	mg/L	Spektralphotometrie, Heteropolyblau-Methode	HACH Spektrophotometer DR/2000	0,5 mg/L	0,2 mg/L
Aluminium (gesamt), großer Messbereich	Al _{tot}	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,3–1,1 mg/L	6 %
Aluminium (gesamt), kleiner Messbereich	Al _{tot}	mg/L	Spektralphotometrie, Erichrom-Cyanin-R-Methode	HACH Spektrophotometer DR/2010	0,01 mg/L	0,005 mg/L
Eisen (gesamt)	Fe _{tot}	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,1 mg/L	6 %
Eisen (zweiwertig)	Fe ²⁺	mg/L	Spektralphotometrie, 1,1-Phenantrolin-Methode	HACH Spektrophotometer DR/2000	0,01 mg/L	0,006 mg/L
Eisen (dreiwertig)	Fe ³⁺	mg/L	rechnerisch aus Differenz von Fe ²⁺ und Fe ³⁺	–	0,1 mg/L	6 %
Mangan (gesamt)	Mn _{tot}	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,1 mg/L	6 %
Zink (gesamt)	Zn _{tot}	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	0,1 mg/L	6 %
Arsen (gesamt)	As _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, FIAS-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	0,2–0,4 µg/L	6–10 %
Cadmium (gesamt)	Cd _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Graphitrohr-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	0,25 µg/L	6–10 %
Cobalt (gesamt)	Co _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Graphitrohr-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	1,0 µg/L	6–10 %
Chrom (gesamt)	Cr _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Graphitrohr-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	1,0 µg/L	6–10 %
Kupfer (gesamt), großer Messbereich	Cu _{tot}	mg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Luft-Acetylen-Flamme	Perkin-Elmer AAS 3300	1,0 µg/L	6 %
Kupfer (gesamt), kleiner Messbereich	Cu _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Graphitrohr-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	1,0 µg/L	6–10 %
Nickel (gesamt)	Ni _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Graphitrohr-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	1,0 µg/L	6–10 %
Blei (gesamt)	Pb _{tot}	µg/L	Atom-Absorptions-Spektrometrie, Graphitrohr-Technik	Perkin-Elmer SIMAA 6000	2,0 µg/L	6–10 %

Anhang 4: Chemische Analysen des Niederschlagswassers

<i>physikalisch-chemische Parameter</i>							
Probe	Datum/ Aufenthaltszeit	Bemerkungen	WT (°C)	Lfk (µS/cm)	pH	O ₂ (%)	Eh (mV)
BOD N02	08.11.2000		n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD N02	20.12.2000		n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD N01	01.05.2001		n. b.	13	5,5	n. b.	n. b.
BOD N02	01.05.2001		29	13	4,9	n. b.	n. b.
BOD N06	01.05.2001		22	17	4,8	n. b.	n. b.
BOD N11	01.05.2001		22	15	5,3	n. b.	n. b.
BOD N12	01.05.2001		23	14	4,5	n. b.	n. b.
BOD N14	01.05.2001		28	18	4,7	n. b.	n. b.
BOD N01	01.-25.05.2001		23	9	4,8	n. b.	n. b.
BOD N02	01.-25.05.2001		n. b.	14	4,8	n. b.	n. b.
BOD N06	01.-25.05.2001		20	9	4,8	n. b.	n. b.
BOD N11	01.-25.05.2001		23	8	4,9	n. b.	n. b.
BOD N12	01.-25.05.2001		n. b.	12	4,6	n. b.	n. b.
BOD N14	01.-25.05.2001		27	11	4,5	n. b.	n. b.
BOD N01	25.05.-12.06.01		17	13	5,0	n. b.	n. b.
BOD N02	25.05.-12.06.01	Verunreinigung?	16	10	6,1	n. b.	n. b.
BOD N06	25.05.-12.06.01		17	12	4,9	n. b.	n. b.
BOD N11	25.05.-12.06.01		17	11	5,0	n. b.	n. b.
BOD N12	25.05.-12.06.01		15	13	4,6	n. b.	n. b.
BOD N14	25.05.-12.06.01	Verunreinigung?	19	10	6,3	n. b.	n. b.
BOD N12	12.-14.06.01		n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD N01	12.-22.06.01		n. b.	20	4,5	n. b.	n. b.
BOD N02	12.-22.06.01	Verunreinigung (Vogelkot)	n. b.	13	5,3	n. b.	n. b.
BOD N06	12.-22.06.01	umgefallen; Verunreinigung?	n. b.	30	6,9	n. b.	n. b.
BOD N11	12.-22.06.01	umgefallen	n. b.	16	4,5	n. b.	n. b.
BOD N12	14.-22.06.01		n. b.	13	4,4	n. b.	n. b.
BOD N14	12.-22.06.01		n. b.	11	4,7	n. b.	n. b.
BOD N01	11.08.2001	erste Messung mit Alufolie	15	9	6,2	n. b.	288
BOD N06	11.08.2001	erste Messung mit Alufolie	13	9	5,8	n. b.	301
BOD N12	11.08.2001	erste Messung mit Alufolie	16	9	5,8	n. b.	310
BOD N14	11.08.2001	erste Messung mit Alufolie; etw. Vogelkot	21	12	6,8	n. b.	305
BOD N01	17.08.2001	frischer Gewitterregen (2.00 bis 17.00 h)	17	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD N06	17.08.2001	frischer Gewitterregen (2.00 bis 17.00 h)	17	28	3,5–4,0	n. b.	242
BOD N11	17.08.2001	frischer Gewitterregen (2.00 bis 17.00 h)	17	30	4,0–4,5	n. b.	242
BOD N12	17.08.2001	frischer Gewitterregen (2.00 bis 17.00 h)	18	14	4,3	n. b.	245
BOD N14	17.08.2001	frischer Gewitterschauer	18	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD S01	18.12.2000		n. b.	32	4,4	n. b.	n. b.
BOD S02	20.01.2001		n. b.	37	4,2	80	n. b.
BOD S03	20.01.2001		n. b.	128	4,4	n. b.	n. b.
BOD S04	20.01.2001		n. b.	13	4,4	77	n. b.
BOD S05	20.01.2001	neben Staatsstraße; ölig	n. b.	558	5,8	n. b.	n. b.
BOD S06	20.01.2001		n. b.	12	4,6	76	n. b.
BOD S07	20.01.2001		n. b.	10	4,4	n. b.	n. b.
BOD S08	20.01.2001		n. b.	12	4,3	82	n. b.
BOD S09	20.01.2001		n. b.	24	4,5	75	n. b.
REG S10	20.01.2001	neben Staatsstraße; ölig	n. b.	1406	6,5	n. b.	n. b.
BOD S04	03.02.2002	Altschnee	n. b.	14	4,6	n. b.	n. b.
BOD S15	03.02.2002	Altschnee	n. b.	6	4,5	n. b.	n. b.

BOD: Proben aus Raum Bodenmais/Böbrach; REG: Proben aus Raum Regen (LAUTENSCHLAGER 2002)

N: flüssiger Niederschlag; S: Schneeprobe

[Fortsetzung Anhang 4: Chemische Analysen des Niederschlagswassers]

Hauptinhaltsstoffe		Nebeninhaltsstoffe																											
Probe	Datum/ Aufenthaltszeit	Na ⁺ (mg/L)	SD_Na (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	SD_K (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	SD_Ca (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	SD_Mg (mg/L)	NH ₄ ⁺ (mg/L)	SD_NH ₄ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SD_HCO ₃ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SD_Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SD_NO ₃ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	SD_SO ₄ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	SD_SiO ₂ (mg/L)	NO ₂ ⁻ (mg/L)	F (mg/L)	Br (mg/L)	PO ₄ ³⁻ (mg/L)	Al _{in} (mg/L)	Fe _{tot} (mg/L)		
BOD N02	08.11.2000	0.49	0.02	0.98	0.05	0.71	0.03	0.17	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.9	0.1	3.7	0.4	1.8	0.2	<0.4	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N02	20.12.2000	0.37	0.02	0.19	0.01	0.36	0.02	0.15	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	1.0	0.1	2.8	0.3	1.8	0.2	<0.5	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N01	01.05.2001	n.b.	n.b.	0.02	0.07	0.40	0.23	0.41	0.08	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.4	0.4	2.8	0.5	1.8	0.6	0.0	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	<0.51	
BOD N02	01.05.2001	n.b.	n.b.	0.05	0.14	0.30	0.18	0.03	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.3	0.3	2.3	0.5	1.4	0.6	0.0	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	<0.51	
BOD N06	01.05.2001	n.b.	n.b.	0.02	0.07	0.30	0.18	0.04	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.3	0.3	3.1	0.5	2.3	0.6	0.0	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	<0.51	
BOD N11	01.05.2001	n.b.	n.b.	0.05	0.14	0.60	0.29	0.04	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.5	0.4	3.1	0.5	1.8	0.6	0.0	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	<0.51	
BOD N12	01.05.2001	n.b.	n.b.	0.04	0.12	0.30	0.18	0.03	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.3	0.3	2.7	0.5	3.1	0.5	0.0	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	<0.51	
BOD N14	01.05.2001	n.b.	n.b.	0.25	0.20	0.60	0.29	0.08	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.5	0.4	3.4	0.6	2.4	0.6	0.0	0.1	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	<0.51	
BOD N01	01.25.05.2001	0.18	0.05	0.31	0.07	0.47	0.04	0.06	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.1	0.1	1.1	0.3	1.8	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N02	01.25.05.2001	0.16	0.05	0.41	0.08	0.37	0.03	0.05	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.2	0.1	0.2	0.1	1.4	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N06	01.25.05.2001	0.25	0.06	0.43	0.08	0.36	0.03	0.06	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.3	0.2	0.8	0.3	1.2	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N01	01.25.05.2001	0.25	0.06	0.38	0.08	0.63	0.12	0.06	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.3	0.2	0.1	0.2	1.0	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N12	01.25.05.2001	0.22	0.06	0.47	0.08	0.48	0.04	0.06	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.3	0.2	0.1	0.1	1.0	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N14	01.25.05.2001	0.20	0.06	0.59	0.08	0.35	0.03	0.05	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.2	0.1	2.3	0.3	1.5	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N01	25.05.12.06.01	0.14	0.04	0.19	0.05	0.27	0.03	0.04	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.1	0.2	0.7	0.3	1.9	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N02	25.05.12.06.01	0.19	0.05	0.29	0.07	0.73	0.36	0.06	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.1	0.2	2.3	0.3	4.1	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N06	25.05.12.06.01	0.22	0.05	0.25	0.06	0.37	0.03	0.03	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.1	0.1	1.2	0.3	2.8	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N11	25.05.12.06.01	0.16	0.04	0.27	0.07	0.24	0.02	0.04	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.2	0.1	1.3	0.3	1.4	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N12	25.05.12.06.01	0.09	0.03	0.10	0.03	0.21	0.02	0.03	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.1	0.1	1.1	0.3	1.4	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N14	25.05.12.06.01	0.15	0.05	0.23	0.07	0.43	0.04	0.04	0.02	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.2	0.1	1.5	0.3	1.8	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N12	12.22.06.01	0.08	0.03	0.09	0.03	0.21	0.02	0.03	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.0	0.1	1.4	0.3	3.2	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N01	12.22.06.01	1.6	0.7	n.b.	n.b.	0.36	0.02	0.04	0.02	0.90	0.10	n.b.	3.1	0.1	0.1	1.7	0.3	1.6	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N01	11.08.2001	0.03	0.03	0.05	0.04	0.98	0.36	0.03	0.02	0.67	0.10	n.b.	3.1	0.2	0.1	1.6	0.3	1.2	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N06	11.08.2001	0.04	0.02	0.07	0.03	0.25	0.20	0.03	0.01	0.39	0.10	n.b.	3.1	0.1	0.1	1.1	0.3	0.8	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N12	11.08.2001	0.17	0.06	0.27	0.08	0.09	0.24	0.02	0.02	0.80	0.10	n.b.	3.1	0.5	0.2	1.6	0.3	1.2	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N14	11.08.2001	0.10	0.05	0.20	0.08	0.35	0.35	0.04	0.02	1.2	0.1	n.b.	3.1	0.3	0.1	1.6	0.3	1.4	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N01	17.08.2001	0.05	0.04	0.09	0.05	0.50	0.36	0.04	0.02	1.4	0.1	n.b.	3.1	0.3	0.1	2.5	0.3	1.8	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N06	17.08.2001	0.19	0.06	0.45	0.08	0.55	0.37	0.12	0.02	1.7	0.1	n.b.	3.1	0.6	0.2	3.7	0.3	2.7	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N11	17.08.2001	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.7	0.1	n.b.	3.1	0.7	0.1	4.0	0.3	3.5	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N12	17.08.2001	0.03	0.03	0.11	0.06	0.30	0.34	0.03	0.02	1.1	0.1	n.b.	3.1	0.3	0.1	2.1	0.3	1.7	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD N14	17.08.2001	0.02	0.02	0.07	0.05	0.28	0.34	0.02	0.01	0.80	0.10	n.b.	3.1	0.2	0.1	1.6	0.3	1.3	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S01	18.12.2000	0.40	0.02	1.5	0.1	0.30	0.01	0.12	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	1.8	0.2	3.6	0.4	2.3	0.2	<0.5	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S02	20.01.2001	0.47	n.b.	0.31	n.b.	0.34	n.b.	0.06	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.5	n.b.	1.9	n.b.	0.8	n.b.	0.1	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S03	20.01.2001	0.07	n.b.	0.10	n.b.	0.10	n.b.	0.03	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	1.0	n.b.	2.9	n.b.	1.6	n.b.	0.0	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S04	20.01.2001	0.28	n.b.	0.40	n.b.	0.19	n.b.	0.08	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	1.1	n.b.	2.1	n.b.	0.6	n.b.	0.0	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S05	20.01.2001	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	99.4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.1	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S06	20.01.2001	0.32	n.b.	0.35	n.b.	0.17	n.b.	0.04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.4	n.b.	1.3	n.b.	0.4	n.b.	0.0	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S07	20.01.2001	0.32	n.b.	0.46	n.b.	0.22	n.b.	0.04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	1.0	n.b.	3.6	n.b.	1.6	n.b.	0.0	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S08	20.01.2001	0.13	n.b.	0.09	n.b.	0.13	n.b.	0.03	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	1.0	n.b.	2.0	n.b.	1.5	n.b.	0.0	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S09	20.01.2001	0.35	n.b.	0.49	n.b.	1.26	n.b.	0.25	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	0.6	n.b.	2.0	n.b.	2.4	n.b.	0.0	n.b.	<0.03	<0.1	0.15	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
REG S10	20.01.2001	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	3.1	227.2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.2	n.b.	0.2	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.
BOD S04	03.02.2002	0.05	0.06	0.05	0.01	2.8	0.2	0.01	0.01	0.15	0.10	n.b.	3.1	0.6	0.2	1.7	0.5	0.8	0.4	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	
BOD S15	03.02.2002	0.02	0.04	0.03	0.01	0.99	0.18	0.01	0.00	0.12	0.10	n.b.	3.1	0.4	0.1	1.2	0.4	0.4	0.2	n.b.	n.b.	<0.03	<0.1	<0.1	<0.3	n.b.	n.b.	n.b.	

BOD: Proben aus Raum Bodenmaßs/Bohrloch; REG: Proben aus Raum Regen (LAUFENHÜGELER 2002)
N: flüssiger Niederschlag; S: Schneeprobe

Anhang 5: Boden- und Feststoffproben

Anhang 5a: Bodenproben

Anhang 5b: Ausfällungen am Silberberg

Proben-Bez.	Name	Probenahme	Geländehöhe (m über NN)	Profiltiefe (cm)	Profil (cm Horizontmächtigk., bepr. Horizont)	Bodenart	Farbe	Bestockung	Bemerkungen
B 01	Bretterschachten Süd	18.08.2001	1110	30	Ol(5), Ah(5-10), Bv(>10)	S, u	Bv braun	Mischwald	20 m unterhalb Staatsstraße
B 02	Bretterschachten Nord	18.08.2001	1125	50	Ol(10), Ah(20), Bv,t(>20)	S, (u), x	Bv graubraun, Bv,t rotbraun	Mischwald	500 m oberhalb Staatsstraße
B 03	Trockene Grube	18.08.2001	1207	35	Ol(10), Ah(15), Bv(>20)	S, u, t; krümelig	Bv grau-braun	abgeholzter Fichtenbestand	
B 03H	- Humus				Ah(15)		schwarz		Restbaume nach Borkenkäferbefall
B 05	Hochflichtet	18.08.2001	1265	50	Ol(10), Ah(20), Bv(>30)	S, u	Bv braun	abgestorbener Fichtenbestand	
B 06	Kaltes Wasserl	18.08.2001	980	50	Ol(10), Ah(20), Bv(>30)	U, (s), X	Bv dunkelbraun	Mischwald (Fichte/Buche)	
B 06H	- Humus				Ah(20)		schwarz		
B 07	Silberberg W-Hang	18.08.2001	820	20	Bv(>20) (Oberboden abgetragen)	S, u	Bv rotbraun	Mischwald, v.a. Buche	Auflage durch Forstarbeiten zerstört
B 08	Silberberg Bspplätze	18.08.2001	890	15	Mischprobe aus 10 Stellen	S	gelb, rot, purpur	ohne Auflage u. Bestand	Profil alle 5 m entlang Rötterrasse; Forstarbeiten
B 09	Silberberg Haldе 1	18.08.2001	750	15	Mischprobe aus 10 Stellen	S (grob)	rotbraun	am Rande von Mischwald	Original-Abraum, Bereich unterhalb Folie
B 10	Silberberg Haldе 2	18.08.2001	700	15	Mischprobe aus 10 Stellen	S	dunkelrot	keine Vegetation; künstl. Gemine; Gestein	Böschung Straßeneinschnitt; umgelagertes Material
B 11	Schoberneck	18.08.2001	1100	20	Ol(3), Ah(5), Bv(>12)	U, s	Bv dunkelbraun	Mischwald	
B 11H	- Humus				Ah(5)		schwarz (sehr dunkel)		
B 12 a - c	Profil Gschwendet	18.08.2001	1230	85	Ol(5), Ah(5), Bv(>75)	U, t, X		Fichtenwald	Profil FoA, Bodenmais; Einteilung Bv nicht eindeutig
B 12a	- Bv dunkelbraun	18.08.2001			Bv(6?) (15)	S, krümelig	dunkelbraun		
B 12b	- Bv rotbraun, verfestigt	18.08.2001			Bv(6) (15)	S, u, (t), X; verfestigt	rotbraun		
B 12c	- Bv ocker	18.08.2001			Bv, t (45)	S, u, t	hellbraun/ocker		teilweise verfestigt
B 15	Frather Riegel	18.08.2001	760	20	Ol(5), Bv(>15)	U, s, X	Bv dunkelbraun, leicht rötlich	Fichtenwald	wegen Wurzeln nur geringe Entnahmetiefe erreicht
B 16	Böbacher Berg	18.08.2001	735	25	Ol(5), Ah(5), Bv(>15)	U, s; krümelig	Bv dunkelbraun	Fichtenwald	Baugrube Böbbrach Süd; Mischprobe Gneissersatz
B 17	Gneissersatz Böbbrach	18.08.2001	537	300	Cv(300) (Oberboden abgetragen)	S, g; Mineralaggl. zerfallen	weiß, ocker, rötlich	Gras	Profil, detailliert beprobt; Bv sehr inhomogen
B 21 a - e (*)	Profil Kleiner Acher	17.07.2002	1310	105	Ol(5), Ah(10), Bv(70), Cv(>20)	U, t, X		Fichtenwald	
B 21 a	- Humus	17.07.2002			Ah(10)		schwarz		
B 21 b	- Bv rotbraun	17.07.2002			Bv(15-20)	U	rotbraun		Steinhorizont (verfestigt), Eluvial-Horizont?
B 21 c	- Bv ocker	17.07.2002			Bv(6?) (15-20)	T, u, X; verfestigt	ocker		stark verfestigt
B 21 d	- Bv ocker, verfestigt	17.07.2002			Bv, s(35)	T, X; verfestigt	ocker		
B 21 e	- Gneissersatz	17.07.2002			Cv(>20)	S, g; Mineralaggl. zerfallen	weiß		Zone mit Gneissersatz im Bv-Horizont

* Profil entnommen von B. Gahr (Ca. 2002)

Proben-Bez.	Datum	Name	Farbe	Konservierung	pH der Lösung
BOD A 01	06 10 01	Ausfällg. Barbarastollen 1	rot-braun bis schwarz	nass, in Grubenwasser	2,58
BOD A 02	06 10 01	Ausfällg. Barbarastollen 2 A	gelb, ocker	nass, in Tropfwasser BOD 75	2,58
BOD A 03	06 10 01	Ausfällg. Barbarastollen 2 B	rot-braun	trocken	-
BOD A 04	06 10 01	Ausfällg. Abtaufen 3	orange	nass, in Tropfwasser BOD 76	2,60
BOD A 05	06 10 01	Ausf. Barbarastollen 2 C (v-Stalagtitte)	rot-braun	trocken	-

Anhang 6: Untersuchungen an den Bodenproben

Probe	Batch H ₂ O deion.	Batch Regenwasser	KAK (ges./Kationen)	Sequentielle Extraktionen	RFA (TUM)	XRD (TUM)
B 01	x				x	
B 02	x		x		x	
B 03	x	x (*)	x		x	x
B 03H	x	x (*)	x			x
B 05	x	x (*)	x		x	
B 06	x	x (*)	x	x	x	x
B 06H	x	x (*)	x	x		x
B 07	x		x	x	x	
B 08	x		x	x	x	
B 09	x		x	x	x	x
B 10	x		x	x	x	
B 11	x	x (*)	x	x	x	x
B 11H	x		x	x		x
B 12a	x		x		x	x
B 12b	x		x		x	x
B 12c	x		x		x	x
B 15	x	x (*)	x	x		x
B 16	x	x (*)	x			x
B 17	x		x	x		x
B 21 a	x (*)	x (*)				x
B 21 b	x (*)	x (*)				x
B 21 c	x (*)					x
B 21 d	x (*)					x
B 21 e	x (*)					x

* durchgeführt von B. Cakir (CAKIR 2003)

TUM Messung durchgeführt vom Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München

Anhang 7: Chemische Zusammensetzung der Bodenproben (RFA-Analyse)

Parameter	Einheit	Nachweisgr.	Böden im Arbergebiet										Profil Gschwendet		
			BOD-B01	BOD-B02	BOD-B03	BOD-B05	BOD-B06	BOD-B11	MW B01-B11	SD B01-B11	BOD-B12a	BOD-B12b	BOD-B12c		
LOI	%	0	21,10	20,30	10,60	8,80	16,90	15,40	15,52	5,01	22,00	9,10	6,40		
SiO ₂	%	0,01	58,50	60,82	67,60	64,49	57,30	62,70	61,90	3,84	54,10	65,80	65,80		
TiO ₂	%	0,001	0,77	0,76	1,04	0,88	0,79	0,84	0,85	0,11	0,88	0,69	0,65		
Al ₂ O ₃	%	0,02	11,40	11,39	12,60	12,94	14,20	10,17	12,12	1,42	10,80	12,40	15,10		
Fe ₂ O ₃	%	0,01	4,05	4,27	4,03	5,92	4,36	4,66	4,55	0,71	7,55	5,87	4,75		
MnO	%	0,00	0,04	0,02	0,02	0,09	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,07		
MgO	%	0,01	0,54	0,57	0,43	1,21	1,25	1,04	0,84	0,37	0,25	0,67	1,15		
CaO	%	0,01	0,57	0,31	0,39	0,88	1,14	1,39	0,78	0,43	0,52	0,58	0,73		
Na ₂ O	%	0,02	0,52	0,13	0,48	0,68	0,97	0,91	0,62	0,31	0,77	0,90	1,16		
K ₂ O	%	0,01	2,33	1,99	2,06	2,42	1,95	2,28	2,17	0,20	2,08	2,75	2,87		
P ₂ O ₅	%	0,005	0,20	0,19	0,18	0,19	0,16	0,26	0,20	0,03	0,34	0,15	0,14		
F	%	0,4	0,10	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,05	0,08	0,10	0,04	0,10		
S	%	0,002	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00		
As	ppm	20	7	15	1	6	0	18	8	7	20	0	14		
Ba	ppm	20	569	549	492	575	473	1206	644	278	546	797	855		
Ce	ppm	40	97	97	143	84	88	152	110	29	84	100	121		
Co	ppm	8	1	8	0	9	1	3	4	4	8	0	7		
Cr	ppm	6	46	45	50	72	76	82	62	17	45	68	68		
Cu	ppm	8	6	15	8	8	26	13	13	7	3	12	42		
Ga	ppm	4	16	17	21	24	17	16	19	3	20	18	17		
La	ppm	30	45	7	42	46	58	65	44	20	18	20	48		
MnO	ppm	6	381	186	242	858	239	389	383	247	236	424	689		
Nb	ppm	4	10	18	20	12	12	11	14	4	18	15	17		
Nd	ppm	30	37	43	18	9	39	75	37	23	14	40	43		
Ni	ppm	6	10	23	8	22	18	22	17	7	7	16	39		
Pb	ppm	10	89	51	43	46	34	79	57	22	53	37	38		
Rb	ppm	4	82	70	72	125	88	76	86	20	61	89	105		
Sn	ppm	30	15	7	29	18	7	34	18	11	53	26	0		
Sr	ppm	4	77	55	51	100	103	308	116	97	90	106	122		
Th	ppm	4	1	0	18	6	5	1	5	7	11	0	4		
U	ppm	6	0	0	5	0	0	1	1	2	7	7	4		
V	ppm	6	96	106	143	117	90	101	109	19	107	98	86		
Zn	ppm	6	31	27	20	59	61	32	38	17	19	44	85		
Zr	ppm	4	254	299	348	357	352	393	334	49	290	269	244		

[Fortsetzung Anhang 7: Chemische Zusammensetzung der Bodenproben (RFA-Analyse)]

Parameter	Einheit	Nachweisgr.	Boden/Haldenmaterial Silberberg										Ausfällungen Silberberg						Silberberg
			BOD-B07	BOD-B08	BOD-B09	BOD-B10	MW B09-B10	SD B09-B10	BOD-A01	BOD-A02	BOD-A03	BOD-A04	BOD-A05	BOD-A06	Pollierrot				
LOI	%	0	8,70	9,10	6,80	5,80	6,30	0,71	30,20	30,60	31,10	32,20	30,10	29,30	6,7				
SiO ₂	%	0,01	57,78	36,30	60,27	43,10	51,69	12,14	0,59	0,54	0,60	0,69	0,90	1,51	34,09				
TiO ₂	%	0,001	1,11	0,38	0,32	0,38	0,35	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,56				
Al ₂ O ₃	%	0,02	15,95	6,99	10,17	8,82	9,50	0,95	0,09	0,14	0,08	0,14	0,14	0,58	7,22				
Fe ₂ O ₃	%	0,01	8,65	42,10	15,84	34,50	25,17	13,19	63,20	61,50	62,10	60,50	63,50	62,30	43,1				
MnO	%	0,00	0,11	0,07	0,09	0,11	0,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11				
MgO	%	0,01	1,70	0,34	0,96	0,93	0,95	0,02	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,09	0,65				
CaO	%	0,01	1,42	0,37	0,70	0,65	0,68	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,71				
Na ₂ O	%	0,02	1,28	0,41	0,74	0,65	0,70	0,06	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	1,48				
K ₂ O	%	0,01	2,08	1,39	2,39	1,64	2,02	0,53	0,00	0,07	0,05	0,03	0,10	0,07	1,66				
P ₂ O ₅	%	0,005	0,15	0,08	0,08	0,09	0,09	0,01	0,01	0,03	0,02	0,06	0,01	0,03	0,11				
F	%	0,4	0,10	0,40	0,10	0,40	0,25	0,21	1,00	0,90	1,00	1,00	0,90	1,20	0				
S	%	0,002	0,00	1,41	0,71	0,55	0,63	0,11	5,56	5,43	5,78	6,09	5,24	5,46	0,03				
As	ppm	20	1	53	13	3	8	7	0	12	3	9	0	5	2				
Ba	ppm	20	810	1121	2667	2370	2519	210	0	4	5	10	0	36	583				
Ce	ppm	40	117	107	83	147	115	45	17	0	0	0	0	2	65				
Co	ppm	8	27	0	5	46	26	29	0	0	0	0	0	0	373				
Cr	ppm	6	74	39	38	45	42	5	19	29	18	29	26	33	46				
Cu	ppm	8	41	243	194	270	232	54	0	8	5	33	18	7	n. b.				
Ga	ppm	4	24	22	26	33	30	5	3	0	0	0	0	7	24				
La	ppm	30	58	52	35	56	46	15	6	1	0	7	13	6	22				
MnO	ppm	6	1093	699	926	1059	993	94	n. b.	n. b.	n. b.								
Nb	ppm	4	18	21	8	16	12	6	1	0	0	2	1	7	18				
Nd	ppm	30	71	0	57	30	44	19	0	0	0	8	0	0	1				
Ni	ppm	6	16	0	0	13	7	9	23	33	33	27	26	24	14				
Pb	ppm	10	115	517	1364	646	1005	508	0	0	0	0	19	0	104				
Rb	ppm	4	97	60	78	68	73	7	8	5	5	6	9	9	72				
Sn	ppm	30	16	22	80	86	83	4	0	34	0	14	0	0	0				
Sr	ppm	4	157	32	84	60	72	17	0	0	7	2	4	2	93				
Th	ppm	4	6	29	19	4	12	11	0	16	14	0	11	4	37				
U	ppm	6	3	48	10	17	14	5	0	30	23	5	12	19	29				
V	ppm	6	110	65	53	61	57	6	43	48	51	99	24	32	30				
Zn	ppm	6	848	7501	9081	11528	10305	1730	89	82	53	80	62	33	25025				
Zr	ppm	4	378	154	138	176	157	27	0	0	0	0	0	0	227				

Anhang 8: Mineralogische Zusammensetzung der Bodenproben (XRD-Analyse)

Proben_Nr.	Pulverpräparat	Chemical Formula	Texturpräparat	Chemical Formula	Bemerkung
BOD B 03	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	hoher Quarzgehalt, andere (va. Feldspäte) gering Rutil akzessorisch
	(Gibbsite)	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	(Clinoclore-1Mlb, ferro)	(Mg, Al) 6(Si, Al) 4O ₁₀ (OH)	Rutile, syn	TiO ₂	
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈	Goethite	Fe ₂ O ₃ * H ₂ O	
	Muscovite	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	
	Anorthite, sodian, disordered	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈	Muscovite	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	
			Lepidogrocite (Rectorite)	Fe ₂ O ₃ * H ₂ O K ₁₋₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₀ (OH) ₄ * 4H ₂ O	
BOD B 05	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, low	SiO ₂	Gibbsit deutlich Mixed-layer Tonminerale
	K-feldspar, disordered	K (Si ₂ Al) O ₈	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	
	Clinoclore, ferroan	(Mg _{2,8} Fe _{1,7} Al _{1,3}) (Si ₂)	Illite-Montmorillonite	K-Al ₂ (SiAl) ₈ O ₂₀ (OH) ₄ * xH ₂ O	
	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	Muscovite	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	Clinoclore-1Mla, ferroan	(Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Al) 4O ₁₀	
	Rectorite	K ₁₋₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₀ (OH) ₄ * 4H ₂ O	(Rectorite)	K ₁₋₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₀ (OH) ₄ * 4H ₂ O	
	Anorthite, sodian, disordered Hydrobiotite	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈ K-Mg-Fe-Al-Si-OH-F	Hydrobiotite	K-Mg-Fe-Al-Si-OH-F	
BOD B 06	Quartz, low	SiO ₂	Quartz, low	SiO ₂	Feldspäte v.a. Plagioklas K-feldspat Gibbsit deutlich
	Albite, calcian, ordered	(Na, Ca) Al (Si, Al) ₃ O ₈	Illite-2M1	(K, H ₂ O) Al ₂ Si ₄ AlO ₁₀ (OH)	
	Anorthite, sodian, ordered	(Ca, Na) (Al, Si) ₂ Si ₂ O ₈	Gibbsite	Al (OH) ₃	
	Muscovite-2M1	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	Clinoclore-1Mla, ferroan	(Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Al) 4O ₁₀	
	Clinoclore, ferroan	(Mg _{2,8} Fe _{1,7} Al _{1,3}) (Si ₂)	Hydrobiotite	K-Mg-Fe-Al-Si-OH	
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈	(sekundäre Chlorite)		
	Hydrobiotite Cordierite	K-Mg-Fe-Al-Si-OH-F Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₈			
BOD B06H	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	Andesin: steht für Plagioklas allg. Kaolinit, Gibbsit deutlich
	(Andesine, low)	0,62NaAlSi ₃ O ₈ * 0,38CaAl	Gibbsite	Al (OH) ₃	
	Clinoclore	(Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Cr) 4O ₁₀	Illite-2M1	(K, H ₂ O) Al ₂ Si ₄ AlO ₁₀ (OH)	
	Orthoclase	K(Al, Fe) Si ₃ O ₈	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₂	Clinoclore, ferroan	(Mg _{2,8} Fe _{1,7} Al _{1,3}) (Si ₂)	
	Anorthite, sodian, ordered	(Ca, Na) (Al, Si) ₂ Si ₂ O ₈	Hydrobiotite	K-Mg-Fe-Al-Si-OH-F	
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈			
BOD B8-10 (Silberberg)	Quartz, syn	SiO ₂	Hematite	Fe ₂ O ₃	Feldspäte der Plagioklas-Mischreihe Spinell verges. mit Sillimanit/Cordierit Vermikulit: quellfähig!
	Hematite	Fe ₂ O ₃	Jarosite	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	
	Hydrohematite (NR)	Fe ₂ O ₃ * xH ₂ O	Hydrohematite (NR)	Fe ₂ O ₃ * xH ₂ O	
	Spinel	MgAl ₂ O ₄	Goethite	FeO(OH)	
	Biotite-1M	K(Mg, Fe ²⁺) 3(Al, Fe ³⁺) Si	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	Sillimanite	Al ₂ SiO ₅	Muscovite-3T	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si ₆)	
	Oligoclase	(Na, Ca) Al (Al, Si) Si ₂ O ₈	Sphalerite	ZnS	
	Cordierite	Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₈	Vermiculite	Mg ₃ Al ₂ FeSi ₁₁ O ₄₂ * 40H ₂ O	
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈	Biotite	(K, H ₂) (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂	
BOD B11	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	hoher Quarzgehalt, andere gering Zeolite (Analcim?) möglich
	Albite, calcian, ordered	(Na, Ca) Al (Si, Al) ₃ O ₈	Muscovite-2M1	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	
	Cordierite	Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₈	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈	(Phillipsite, syn)	Na ₄ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	
	Anorthite, sodian, disordered	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈	(Hydrobiotite)	K-Mg-Fe-Al-Si-O-OH	
	(Homblende (NR))	H ₂ NaCa ₂ (Mg, Fe) ₂ Al ₂ Si ₆ O			
	Muscovite Biotite	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂ (K, H ₂) (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂			
BOD B11H	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	Kalifeldspat nur undeutlich, Hinweise (öfter) auf Allophanbildung (vernachlässigbar)
	Albite, calcian, ordered	(Na, Ca) Al (Si, Al) ₃ O ₈	Illite	K(AlFe) ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	
	Anorthite, sodian, intermediate (Labradorite)	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	Cordierite	(Na _{0,4} Ca _{0,6}) Al _{1,6} Si _{2,4}	(Phillipsite)	KCa(Si ₆ Al) ₃ O ₁₆ * 6H ₂ O	
		Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₈			
BOD B12a	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, low	SiO ₂	Feldspatgehalt gering
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈	Illite-2M1	(K, H ₂ O) Al ₂ Si ₄ AlO ₁₀ (OH)	
	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₂	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	Anorthite, sodian, ordered	(Ca, Na) (Al, Si) ₂ Si ₂ O ₈			
BOD B12b	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, low	SiO ₂	
	Albite, calcian, ordered	(Na, Ca) Al (Si, Al) ₃ O ₈	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₂	
	Anorthite, sodian, intermediate	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈	Clinoclore	(Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Cr) 4O ₁₀	
	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₂	Gibbsite	Al (OH) ₃	
	K-feldspar	KAlSi ₃ O ₈	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄	
	Orthoclase	K(Al, Fe) Si ₃ O ₈	(Rectorite)	K ₁₋₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₀ (OH) ₄ * 4H ₂ O	
	Clinoclore	(Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Cr) 4O ₁₀			
BOD B12c	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	evt. Mixed-layer Tonminerale
	Orthoclase	K(Al, Fe) Si ₃ O ₈	Illite	2K ₂ O * 3MgO * Al ₂ O ₃ * 24SiO ₂	
	Albite, calcian, ordered	(Na, Ca) Al (Si, Al) ₃ O ₈	Clinoclore-1Mllb, ferroan	(Mg, Fe) ₆ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)	
	Muscovite-3T	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si ₆)			
	Clinoclore-1Mllb-2	(Mg, Al, Fe) ₆ (Si, Al) ₂ O ₁₀			
	Cordierite, syn	Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₈			

[Fortsetzung Anhang 8: Mineralogische Zusammensetzung der Bodenproben (XRD-Analyse)]

Proben_Nr.	Pulverpräparat	Chemieformel	Texturpräparat	Chemieformel	Bemerkung
BOD B15	Quartz, low	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	
	Andesine, low	0,62NaAlSi ₃ O ₈ * 0,38CaAl	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	
	Albite, ordered	NaAlSi ₃ O ₈	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₃	
	Anorthite, sodian, intermediate	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈	Clinochlore-1Mla, ferroan	(Mg, Fe, Al) (Si, Al) ₂ O ₁₀	
	Vermiculite	22MgO * 5Al ₂ O ₃ * Fe ₂ O ₃ * 22S			
	Clinochlore-1Mlib-4	Mg ₂ Al (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH) ₂			
BOD B16	K-feldspar	KAlSi ₃ O ₈			
	Quartz, low	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	hoher Tonmineral-Gehalt
	Muscovite-3T	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si) ₃	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	
	Orthoclase	K(Al, Fe) Si ₂ O ₆	Lepidogrocite	Fe ₂ O ₃ * H ₂ O	
	Clinochlore-1Mlib, ferr	(Mg, Fe) ₂ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)	Muscovite-3T	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si) ₃	
	Anorthite, sodian, ordered	(Ca, Na) (Al, Si) ₂ Si ₂ O ₈	Goethite (Corrensite)	Fe ₂ O ₃ * H ₂ O (MgFe) ₂ (SiAl) ₂ O ₂₀ OH ₁₀	
BOD B17	Rutile	TiO ₂			
	(Rectorite)	K _{1,2} Al ₂ Si ₂ O ₂₀ (OH) ₂ * 4H ₂ O			
	Biotite	(K, H) ₂ (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂			
	Quartz, low	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	hoher Kaolinit-Gehalt
	Albite, ordered	NaAlSi ₃ O ₈	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	Anatas deutlich, Rutil akzessorisch
	Orthoclase	KAlSi ₃ O ₈	Illite-2M1	(K, H ₃ O) Al ₂ Si ₂ AlO ₁₀ (OH)	
	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₃	Lepidogrocite	FeO (OH)	
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	Hematite	Fe ₂ O ₃	
	Biotite	H ₂ K ₂ Mg ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₄	Anatase, syn	TiO ₂	
	K-feldspar	KAlSi ₃ O ₈	Rutile	TiO ₂	
Sillimanite	Al ₂ O ₃ * SiO ₂	(Hornblende (NR))	H ₂ NaCa ₂ (Mg, Fe) ₂ Al ₃ Si ₆ O		
BOD B21a	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	neben Muskovit auch Biotit möglich
	Orthoclase	KAlSi ₃ O ₈	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	neben Kaolinit auch Halloysit
	Microcline, intermediat	KAlSi ₃ O ₈	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	u. Nacrit möglich
	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₃	Muscovite-2M1	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	
	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	Vermiculite	(Mg, Fe, Al) ₂ (Al, Si) ₂ O ₁₀	
	Sillimanite	Al ₂ O ₃ * SiO ₂			
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈			
	Anorthite, sodian, ordered	(Ca, Na) (Al, Si) ₂ Si ₂ O ₈			
BOD B21b	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, low	SiO ₂	auch Biotit möglich
	Albite, calcian, ordered	(Na, Ca) Al (Si, Al) ₂ O ₈	Gibbsite	Al ₂ O ₃	
	Anorthite, sodian, intermediate	(Ca, Na) (Si, Al) 4O ₈	Muscovite-3T	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si) ₃	
	Rectorite	Na-Ca-K-Al-Si-OH * 3H ₂ O	Kaolinite 1Md	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	
	Muscovite-2M1	KAl ₂ (Si ₂ Al) O ₁₀ (OH, F) ₂	Rectorite	Na-Ca-K-Al-Si-OH * 3H ₂ O	
	Clinochlore-1Mlib, ferroan	(Mg, Fe) ₂ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)			
	Andesine, low	0,62NaAlSi ₃ O ₈ * 0,38CaAl			
	K-feldspar	KAlSi ₃ O ₈			
	Anorthoclase, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈			
	BOD B21c	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂
Gibbsite		Al ₂ O ₃	Gibbsite	Al (OH) ₃	hoher Gibbsite-Gehalt
Clinochlore-1Mlib, ferroan		(Mg, Fe) ₂ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)	Clinochlore-1Mlib, ferroan	(Mg, Fe) ₂ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)	Li-Glimmer möglich
Muscovite		H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₃	Clinochlore-2Mlib	(Mg, Al) ₂ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)	
Hydrobiotite		K(Mg, Fe) ₂ (Si, Al, Fe) ₂ O ₂	Lepidolite-1M	K(Li, Al) ₂ (Si, Al) ₂ O ₁₀ (OH)	
Orthoclase		Al ₂ O ₃ * K ₂ O * 6SiO ₂	Illite	2K ₂ O * 3MgO * Al ₂ O ₃ * 24SiO ₂	
Sphalerite		ZnS	Biotite	(K, H) ₂ (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂	
Biotite		(K, H) ₂ (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂			
Anorthite, sodian, ordered		(Ca, Na) (Al, Si) ₂ Si ₂ O ₈			
BOD B21d		Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂
	Clinoclore, ferroan	(Mg ₂ , 8Fe _{1,7} Al _{1,2}) (Si ₂)	Gibbsite	Al (OH) ₃	auch Nacrit u. Halloysit möglich
	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O	Illite, sodian	(Na, K) Al ₂ (Si ₂ AlO ₁₀) (OH)	
	Muscovite-3T	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si) ₃	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₂	
	Biotite	(K, H) ₂ (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂	Biotite	(K, H) ₂ (Mg, Fe) ₂ (Al, Fe) ₂	
	Biotite	K ₂ O * 6(Mg, Fe) O * (Al, Fe) ₂			
	K-feldspar, disordered	(Na, K) (Si ₂ Al) O ₈			
	Anorthite, sodian, disordered	(Ca, Na) (Si, Al) ₂ O ₈			
BOD B21e	Quartz, syn	SiO ₂	Quartz, syn	SiO ₂	Rutil akzessorisch möglich
	Microcline, intermediat	KAlSi ₃ O ₈	Gibbsite	Al (OH) ₃	Halloysit möglich
	Orthoclase	KAlSi ₃ O ₈	Illite, sodian	(Na, K) Al ₂ (Si ₂ AlO ₁₀) (OH)	evt. Spuren von Galenit
	Muscovite	H ₂ KAl ₃ (SiO ₃) ₃	Goethite	Fe ₂ O ₃ * xH ₂ O	kein Chlorit
	Biotite	H ₂ K ₂ Mg ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₄	Kaolinite	(Al, Si) ₂ Si ₂ (O, OH) ₂	
	Gibbsite	Al ₂ O ₃ * 3H ₂ O			
	Clinochlore	Mg-Fe-Al-Si-O-OH			

Anhang 9: Kationen-Austauschkapazität

Proben-Bez.	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Basenkat.	BS [%]
BOD-K02	0,07	0,09	0,51	0,30	0,97	13,17
BOD-K03	0,06	0,10	0,86	0,18	1,19	14,56
BOD-K03H	0,14	0,90	3,32	0,85	5,21	37,77
BOD-K05	0,06	0,05	0,36	0,14	0,61	7,60
BOD-K06	0,05	0,04	0,97	0,14	1,19	16,35
BOD-K06H	0,12	0,49	2,07	0,53	3,21	22,29
BOD-K07	0,05	0,03	0,16	0,08	0,33	4,49
BOD-K08	0,05	0,07	0,13	0,09	0,34	6,45
BOD-K09	0,05	0,08	0,15	0,13	0,42	6,16
BOD-K10	0,05	0,14	0,60	0,14	0,94	14,38
BOD-K11	0,08	0,17	0,37	0,20	0,81	11,12
BOD-K11H	0,14	0,65	1,10	0,63	2,53	18,17
BOD-K12a	0,06	0,12	0,25	0,15	0,58	7,75
BOD-K12b	0,07	0,04	0,25	0,11	0,47	5,61
BOD-K12c	0,05	0,03	0,12	0,06	0,26	3,05
BOD-K15	0,06	0,18	0,26	0,20	0,69	8,59
BOD-K16	0,06	0,17	0,18	0,21	0,62	8,23
BOD-K17	0,12	0,17	1,77	0,31	2,37	53,78

Proben-Bez.	Al _{tot}	Fe _{tot}	Mn _{tot}	Cu _{tot}	Summe (ber.)	KAK _{ges}	Diff Kat _{ges}
BOD-K02	0,34	0,44	0,01	0,005	1,76	7,36	5,60
BOD-K03	0,49	0,71	0,01	0,005	2,40	8,19	5,79
BOD-K03H	0,29	0,95	0,02	0,010	6,48	13,80	7,32
BOD-K05	0,45	0,31	0,01	0,005	1,38	8,07	6,68
BOD-K06	0,37	0,09	0,01	0,005	1,66	7,28	5,62
BOD-K06H	1,45	0,87	0,02	0,011	5,56	14,40	8,84
BOD-K07	0,56	0,06	0,01	0,005	0,96	7,26	6,30
BOD-K08	0,00	0,04	0,01	0,005	0,40	5,32	4,92
BOD-K09	0,00	0,05	0,01	0,006	0,48	6,77	6,29
BOD-K10	0,03	0,05	0,01	0,006	1,04	6,51	5,48
BOD-K11	0,30	0,46	0,01	0,005	1,59	7,28	5,70
BOD-K11H	0,87	2,51	0,02	0,010	5,95	13,91	7,97
BOD-K12a	0,14	0,13	0,01	0,005	0,86	7,44	6,58
BOD-K12b	0,43	0,18	0,01	0,005	1,09	8,34	7,25
BOD-K12c	1,12	0,16	0,01	0,005	1,55	8,39	6,85
BOD-K15	0,65	0,41	0,01	0,005	1,76	8,04	6,27
BOD-K16	0,28	0,31	0,01	0,005	1,22	7,56	6,34
BOD-K17	0,22	0,06	0,01	0,005	2,67	4,41	1,75

(Werte in cmol+/kg)

Anhang 11: Metall-Bindungsformen (Sequentielle Extraktionen)

Na⁺ (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	< 0,20	< 0,20	7,51	1,48	< 0,20	< 0,20
B 08	< 0,20	< 0,20	5,18	< 0,20	3,86	289,8
B 09	1,29	2,53	13,08	5,79	11,86	107,8
B 10	< 0,20	< 0,20	8,29	7,53	144,5	96,5
B 06	< 0,20	< 0,20	5,82	< 0,20	< 0,20	2,64
B 06H	7,44	2,18	24,54	< 0,26	2,07	7,27
B 11	12,07	< 0,20	7,14	< 0,20	< 0,20	6,15
B 11H	5,78	< 0,21	10,17	< 0,21	7,76	7,59
B 15	0,92	< 0,20	11,48	< 0,20	< 0,20	4,63
B 17	20,85	< 0,21	21,83	2,86	< 0,21	< 0,20

K⁺ (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	50,88	2,63	< 0,20	0,09	40,78	90,57
B 08	61,46	8,57	0,98	13,30	35,17	2161
B 09	26,91	3,20	5,81	7,24	7,41	1356
B 10	82,21	9,76	4,73	24,34	846,2	893,6
B 06	51,03	2,50	4,75	< 0,20	43,82	113,8
B 06H	176,1	15,36	9,54	< 0,26	42,16	223,1
B 11	61,36	2,34	3,41	< 0,20	39,53	110,2
B 11H	241,5	17,70	6,03	1,24	< 0,20	151,8
B 15	65,48	3,23	4,33	0,84	32,61	226,1
B 17	47,79	1,23	10,82	0,44	27,36	24,96

Ca²⁺ (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20
B 08	< 0,20	< 0,20	1,99	0,52	< 0,20	< 0,20
B 09	< 0,19	< 0,19	6,02	< 0,19	< 0,19	< 0,19
B 10	47,86	< 0,20	5,70	< 0,20	< 0,20	< 0,20
B 06	10,57	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20
B 06H	38,65	< 0,26	17,95	< 0,26	< 0,26	< 0,26
B 11	< 0,20	< 0,20	4,51	< 0,20	< 0,20	< 0,20
B 11H	7,22	11,82	17,67	< 0,21	< 0,21	< 0,21
B 15	< 0,20	< 0,20	0,42	< 0,20	< 0,20	< 0,20
B 17	372,5	< 0,21	11,31	< 0,21	< 0,21	< 0,21

Mg²⁺ (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	5,76	< 0,20	1,45	0,88	26,05	826,1
B 08	7,07	< 0,20	1,07	0,68	< 0,20	3,80
B 09	12,74	1,08	1,89	2,49	2,81	54,22
B 10	16,28	0,23	1,87	1,89	35,04	72,41
B 06	10,19	1,85	1,49	< 0,20	25,14	694,8
B 06H	57,33	6,75	5,47	2,59	17,78	648,2
B 11	20,78	< 0,20	1,46	< 0,20	9,07	162,9
B 11H	67,73	5,72	2,54	2,31	2,91	186,4
B 15	23,73	3,24	3,24	3,89	52,38	1018
B 17	29,99	< 0,21	3,38	1,45	< 0,20	39,26

Al_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	341	254	67,2	549	7962	4739
B 08	69,6	< 5,9	< 5,9	< 17,7	71,6	428
B 09	190	< 5,8	< 5,8	< 17,6	203	822
B 10	93,3	< 18,3	< 6,2	22,9	520	655
B 06	450	408	93,9	1729	7650	4051
B 06H	981	110	38,5	2013	3270	3819
B 11	563	35,7	< 17,9	385	1771	1669
B 11H	674	31,6	< 18,8	859	1198	1631
B 15	588	37,2	25,6	273	1357	3809
B 17	< 18,5	22,6	18,5	52,9	470	1471

[Fortsetzung Anhang 11: Metall-Bindungsformen (Sequentielle Extraktionen)]

Fe_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	8,8	10,0	20,9	134	9099	13762
B 08	7,8	< 1,9	15,2	335	16800	66448
B 09	17,0	2,3	24,0	326	10984	31373
B 10	8,2	< 2,0	29,9	593	59955	38405
B 06	15,5	21,9	29,7	381	10692	8275
B 06H	85,3	36,5	77,0	1709	5148	6399
B 11	85,2	57,9	171	2744	14777	8528
B 11H	219	68,4	175	5623	4238	7612
B 15	38,0	18,2	71,5	639	4650	9123
B 17	2,4	2,5	27,3	33,6	380	8268

Mn_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	6,1	1,0	56,5	58,4	168	61,7
B 08	0,9	< 0,22	< 0,22	< 0,22	0,9	2,2
B 09	2,8	< 0,21	< 0,21	< 0,21	3,3	10,6
B 10	8,8	< 0,22	1,6	0,8	19,4	15,3
B 06	1,5	< 0,23	< 0,23	< 0,68	8,8	22,6
B 06H	6,2	< 0,28	< 0,28	< 0,28	2,1	16,5
B 11	1,8	< 0,22	< 0,22	< 0,65	40,0	58,1
B 11H	4,8	< 0,23	< 0,23	< 0,23	18,8	40,3
B 15	30,2	3,2	23,9	15,5	59,8	39,4
B 17	3,8	< 0,68	196,9	26,3	41,4	42,0

Zn_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	3,6	1,3	0,78	0,78	30,5	85,0
B 08	1,0	< 0,21	0,17	0,17	10,1	75,7
B 09	3,6	< 0,09	0,13	0,13	10,2	168
B 10	31,6	0,40	0,46	0,46	463	390
B 06	1,6	0,28	0,17	0,17	4,5	13,1
B 06H	6,9	0,73	0,57	0,57	2,0	11,6
B 11	1,7	< 0,05	< 0,03	< 0,03	2,2	6,1
B 11H	6,3	0,45	0,47	0,47	1,6	12,0
B 15	2,7	0,17	0,27	0,27	2,0	24,0
B 17	< 0,21	< 0,09	0,38	0,38	1,0	5,0

As_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	< 0,15	0,18	< 0,15	0,37	2,8	3,9
B 08	< 0,05	< 0,05	< 0,15	< 0,05	0,18	1,5
B 09	< 0,05	< 0,05	< 0,15	< 0,05	0,35	1,7
B 10	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	1,7	1,5
B 06	0,19	0,31	< 0,05	0,45	3,1	2,7
B 06H	0,89	0,24	< 0,06	0,72	3,8	4,0
B 11	0,28	< 0,15	< 0,05	0,26	4,7	5,2
B 11H	0,67	0,31	< 0,16	< 0,05	4,3	14,5
B 15	0,22	0,15	< 0,05	< 0,05	2,9	2,7
B 17	< 0,05	< 0,16	< 0,05	< 0,05	< 0,16	1,3

Cd_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	0,09	0,03	< 0,01	0,02	0,08	0,10
B 08	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,03	0,11
B 09	0,06	0,00	< 0,01	< 0,01	0,01	0,03
B 10	0,30	0,03	< 0,01	0,01	0,52	1,1
B 06	0,05	0,03	< 0,01	0,01	0,03	0,02
B 06H	0,19	0,06	0,01	0,03	< 0,01	0,02
B 11	0,05	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01
B 11H	0,16	0,03	0,01	< 0,01	< 0,01	0,02
B 15	0,09	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02
B 17	< 0,01	0,00	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01

[Fortsetzung Anhang 11: Metall-Bindungsformen (Sequentielle Extraktionen)]

Co_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	0,12	0,07	1,3	2,2	3,9	3,0
B 08	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,13	0,32
B 09	0,07	< 0,01	< 0,01	0,02	0,12	0,29
B 10	0,30	< 0,01	0,08	0,07	13,8	5,9
B 06	0,06	0,03	< 0,01	0,06	0,34	1,2
B 06H	0,07	0,05	< 0,01	0,06	0,13	1,1
B 11	0,03	< 0,01	< 0,01	0,02	0,17	0,72
B 11H	0,07	0,02	< 0,01	0,05	0,10	0,79
B 15	0,61	< 0,87	0,05	0,37	0,78	2,0
B 17	< 0,01	< 0,01	0,66	0,15	0,21	0,19

Cr (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	0,03	0,20	0,06	0,16	8,4	12,0
B 08	0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	1,3	4,2
B 09	0,02	< 0,01	0,00	0,04	0,76	2,6
B 10	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,04	2,1	2,4
B 06	0,03	0,37	0,08	0,34	6,7	10,3
B 06H	0,10	0,24	0,09	0,88	4,8	14,2
B 11	0,07	0,65	0,14	0,80	8,3	9,8
B 11H	0,12	0,18	0,06	1,92	1,7	9,7
B 15	0,12	0,23	0,08	0,26	3,0	13,2
B 17	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,13	0,63

Cu_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	1,5	0,34	0,12	2,1	3,5	15,7
B 08	0,96	< 0,01	0,07	1,5	6,2	15,4
B 09	7,6	0,39	0,56	2,4	24,4	0,61
B 10	4,4	0,28	0,19	4,5	130	0,72
B 06	0,13	0,04	0,06	2,9	1,54	0,11
B 06H	0,16	0,25	0,36	2,1	2,1	0,20
B 11	0,11	0,03	0,16	0,65	1,2	0,32
B 11H	0,28	0,11	0,07	3,5	1,3	1,2
B 15	0,15	0,01	0,06	0,31	0,59	0,69
B 17	< 0,05	< 0,01	0,13	2,0	0,08	0,36

Ni_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	0,03	0,04	< 0,01	0,12	1,6	5,5
B 08	0,03	< 0,01	< 0,01	0,06	0,11	0,38
B 09	0,08	0,02	0,09	0,11	0,12	0,51
B 10	0,11	0,00	0,01	0,11	5,4	3,0
B 06	0,15	0,04	< 0,01	0,22	0,61	4,6
B 06H	0,44	0,12	0,01	0,62	0,53	5,6
B 11	0,16	0,02	0,00	0,16	0,31	2,4
B 11H	0,48	0,07	0,01	0,55	0,21	2,7
B 15	0,37	0,03	< 0,01	0,18	0,38	5,4
B 17	< 0,01	0,01	0,06	0,05	0,16	0,52

Pb_{tot} (mg/kg)

Proben-Bez.	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 6
B 07	3,2	4,9	0,60	6,3	14,1	20,0
B 08	40,9	4,3	0,45	10,1	38,6	72,5
B 09	37,7	9,0	1,19	18,4	51,0	320
B 10	9,2	1,3	0,25	13,3	168	86,7
B 06	0,51	0,76	0,25	4,4	6,7	4,1
B 06H	5,5	5,4	1,94	24,4	16,5	9,5
B 11	1,9	1,3	0,46	10,4	18,8	8,9
B 11H	12,8	10,1	7,02	73,2	4,3	17,9
B 15	2,2	3,7	0,66	5,6	6,1	4,9
B 17	< 0,05	0,27	0,73	0,68	0,54	0,98

Anhang 12: Informationen zu den Messstellen

Proben_Nr.	Geländehöhe (m ü. NN)	Tiefe (m)	Wassertyp	Fassung	Einzugsgebiet (vermutet)	Bemerkung
BOD 01	740	ca. 2	Quellwasser	gefasste Quelle	Ortsbereich; Nadelwald	
BOD 02	750	ca. 3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 03	800	ca. 2	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 04	780	ca. 2	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 05	780	ca. 2	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 03-05			Quellwasser	Sammelschacht		Mischwasser BOD 03-05
BOD 06	810		Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 07	885	3,5	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 08	940	2	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald; Mischwald	
BOD 09	1085	ca. 3	Quellwasser	gefasste Quelle (Schachtbrunnen)	Nadelwald	
BOD 10	1105	8	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 11	675		Quellwasser/Grundwasser?	gefasste Quelle	Ortsbereich; Nadelwald; Halden?	neuer Brunnen Silberbergstraße
BOD 11a	675		Quellwasser/Grundwasser?	gefasste Quelle	Ortsbereich; Nadelwald; Halden?	alter Brunnen Silberbergstraße
BOD 12	1000	6	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 13	1000	6	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 14	800	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
BOD 15	840	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
BOD 16	820	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 17	1090	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald, teilw. abgehozt/abgestorben	
BOD 18	1090	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald, teilw. abgehozt/abgestorben	
BOD 19	1120		Quellwasser	gefasste Quelle (Schachtbrunnen)	Nadelwald	Nicht zugänglich; Überlauf beprobt
BOD 20	1210	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 21	1210	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 22	1230	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 23	1270	3,5 - 4	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald; Gipfelbereich	beprobt an Überlauf in BOD 20-22; Oberflächeneleitung
BOD 20-22			Quellwasser	Sammelschacht		Mischprobe BOD 20-22; zeitweise Zulauf BOD 23
BOD 24a/b	855	2,5/4	Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	Q. 1 od. 2, unmittelbar benachbart; Neufassung 2001
BOD 24			Quellwasser	Sammelschacht	Mischwald	Mischprobe BOD 24 (Q. 1+2)
BOD 25	815	2,5	Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
REG 26	590	40	Grundwasser	Brunnen	Mischwald	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 27	595	48	Grundwasser	Brunnen	Mischwald	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 28	590	45,5	Grundwasser	Brunnen	Mischwald	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 29	670	39	Grundwasser	Brunnen	Mischwald, Staatsstraße	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 30	670	20	Grundwasser	Brunnen	Mischwald, Staatsstraße	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 31	670	46,8	Grundwasser	Brunnen	Mischwald, Staatsstraße	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 32	670		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald, Schießstand	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
REG 33	670		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald, Schießstand	s. LAUTENSCHLAGER (2002)
BOD 34	1225		Quellwasser	ungefasste Quelle	Nadelwald, teilw. abgehozt/abgestorben	
BOD 35	1205		Quellwasser (Quellmoor)	ungefasste Quelle	Moorgebiet; Nadelwald	
BOD 36	ca. 910		Quellwasser (Kluftquelle)	gefasste Quelle	Bergwerk	Quelle im Bergwerk gefasst

[Fortsetzung Anhang 12: Informationen zu den Messstellen]

Proben_Nr.	Geländeöhe (m ü. NN)	Tiefe (m)	Wassertyp	Fassung	Einzugsgebiet (vermutet)	Bemerkung
BOD 37			Bergwerkswasser (Tropfwasser)	See, anthropogen (Löschwasser)		
BOD 38			Bergwerkswasser (Drainage)	Stollen-Auslaß (verrohrt)		Messkasten Ludwigstollen
BOD 39	670		Quellwasser	ungefasste Quelle	Mischwald	
BOD 40	1115		Quellwasser	ungefasste Quelle	Nadelwald, Staatsstraße	
BOD 41	690		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 42	1080		Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald, Skigebiet	
BOD 43	1160		Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	Oberflächenleitung ab Juni 2001
BOD 44	910		Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald, Grünland	
BOD 45	595		Quellwasser	ungefasste Quelle	Mischwald	
BOD 46	560		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	Nicht zugänglich, Überlauf beprobt
BOD 47	545		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 48	670		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 49	740		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 50	720		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 48-50			Quellwasser	Sammelschacht		Mischprobe BOD 48-50
BOD 51	660		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 52	720		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 53	760		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 54	770		Quellwasser	gefasste Quelle	Mischwald	
BOD 52-54			Quellwasser	Sammelschacht		Mischprobe BOD 52-54
BOD 55	840	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 56	755	3	Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald	
BOD 55-56			Quellwasser	Hochbehälter (Rohwasserzulauf)		Mischprobe BOD 55-56
BOD 57	515		Quellwasser	gefasste Quelle	Grünland, landwirtschaftlich genutzt	Nicht zugänglich, Überlauf beprobt
BOD 58	1020		Quellwasser	gefasste Quelle	Nadelwald, Staatsstraße	
BOD 60			Oberflächenwasser	Teich, anthropogen (Fischweither)		Kalkung
BOD 61			Oberflächenwasser	Teich, anthropogen (Fischweither)		Kalkung
BOD 62			Fließgewässer			Brücke Krothammer
BOD 63			Fließgewässer			Fischereiverein
BOD 64			Fließgewässer			Brücke Bachhang
BOD 65			Fließgewässer			Sprungschanze
BOD 66			Fließgewässer			
BOD 71			Bergwerkswasser (Drainage)	Stollen-Auslass (verrohrt)		
BOD 72			Bergwerkswasser (Drainage)	Stollen-Auslass (verrohrt)		Auslass Bergwerkswasser (BOD 38) in Fließgewässer
BOD 73			Fließgewässer			
BOD 74			Oberflächenabfluss			Oberflächenabfluss nach Starkregen
BOD 75			Bergwerkswasser (Tropfwasser)			
BOD 76			Bergwerkswasser (Tropfwasser)			

Anhang 13: Analysenergebnisse der Wasseproben

Anhang 13a: Physikalisch-chemische Parameter

Proben-Nr.	Datum	Jahr_Monat	Bemerkung	WT	Q	eC	pH	Eh	O ₂	O ₂
				(°C)	(L/s)	(µS/cm)		(mV)	(%)	(mg/L)
BOD 01	18.09.2000	2000_09		9,2	0,7	79	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 01	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	8,8	0,5	88	5,9	n. b.	89	9,5
BOD 01	25.11.2000	2000_11		7,2	0,6	87	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 01	18.12.2000	2000_12		7,9	0,5	95	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 01	25.04.2001	2001_05		7,6	1,7	86	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 01	22.06.2001	2001_06		8,4	1,7	79	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 01	13.08.2001	2001_08		9,1	1,0	82	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 01	05.10.2001	2001_10		9,3	1,1	82	6,1	n. b.	75	7,8
BOD 01	26.03.2002	2002_02	keine Probe	7,0	2,1	103	5,3	586	n. b.	n. b.
BOD 02	18.09.2000	2000_09		7,6	0,8	26	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	7,3	1,0	33	5,9	n. b.	93	10,3
BOD 02	25.11.2000	2000_11		8,6	0,2	33	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	18.12.2000	2000_12		7,0	0,8	33	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	25.04.2001	2001_05		7,6	1,6	40	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	22.06.2001	2001_06		8,0	1,3	37	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	13.08.2001	2001_08		7,4	1,4	33	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	05.10.2001	2001_10		7,5	1,2	35	6,3	n. b.	81	8,8
BOD 02	26.03.2002	2002_02	keine Probe	7,2	3,1	48	5,8	575	n. b.	n. b.
BOD 03	18.09.2000	2000_09		7,9	0,4	26	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 03-05	22.06.2001	2001_06	Probenahme am Sammelschacht	(7,5)	5,7	28	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 03-05	13.08.2001	2001_08	Probenahme am Sammelschacht	(10,4)	0,6	25	6,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 03-05	05.10.2001	2001_10	Probenahme am Sammelschacht	(7,5)	4,5	28	6,4	n. b.	84	9,1
BOD 03-05	26.03.2002	2002_02	+ Zulauf BOD 20-23; keine Probe	(4,7)	5,6	25	5,6	575	n. b.	n. b.
BOD 04	18.09.2000	2000_09		7,3	0,4	28	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 04	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	7,1	0,9	28	6,1	n. b.	105	11,5
BOD 04	18.12.2000	2000_12		6,8	0,6	28	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 04	25.04.2001	2001_05		7,1	1,4	28	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 05	18.09.2000	2000_09		7,7	0,6	26	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 05	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	7,2	0,9	31	6,1	n. b.	98	10,8
BOD 05	18.12.2000	2000_12		6,6	0,4	30	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 05	25.04.2001	2001_05		6,7	1,0	30	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 06	18.09.2000	2000_09		8,2	0,3	21	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 06	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	8,0	0,4	26	6,3	n. b.	94	10,2
BOD 07	18.09.2000	2000_09		6,5	0,5	22	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 07	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	6,5	0,9	26	5,7	n. b.	105	11,0
BOD 07	22.11.2000	2000_11		6,9	0,3	21	6,0	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 07	19.12.2000	2000_12		6,0	0,6	26	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 07	25.04.2001	2001_05		5,3	1,7	26	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 07	22.06.2001	2001_06		7,2	0,6	21	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 07	09.08.2001	2001_08		6,5	0,9	25	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 07	05.10.2001	2001_10		6,8	1,6	27	5,8	n. b.	74	8,0
BOD 07	26.03.2002	2002_02		5,1	3,1	30	4,6	580	n. b.	n. b.
BOD 08	18.09.2000	2000_09		8,8	0,3	18	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 08	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	8,0	0,4	21	5,7	n. b.	100	11,0
BOD 08	22.11.2000	2000_11		6,1	0,4	26	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 08	19.12.2000	2000_12		6,4	0,3	21	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 08	25.04.2001	2001_05		5,5	0,9	21	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 08	22.06.2001	2001_06		5,9	2,4	26	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 08	09.08.2001	2001_08		8,8	0,4	21	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 08	05.10.2001	2001_10		8,3	1,0	22	5,9	n. b.	82	8,7
BOD 08	26.03.2002	2002_02	keine Probe	3,5	1,5	20	4,6	582	n. b.	n. b.
BOD 09	18.09.2000	2000_09		5,6	1,5	18	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 09	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	7,2	1,2	22	5,4	n. b.	92	10,2
BOD 09	22.11.2000	2000_11	am Sammelschacht beprobt; Oberflächenleitung!	(4,5)	1,1	22	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	18.09.2000	2000_09		5,1	4,4	19	5,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	5,9	4,0	24	5,5	n. b.	99	11,0
BOD 10	22.11.2000	2000_11		5,4	6,6	24	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	19.12.2000	2000_12		4,7	3,8	24	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	25.04.2001	2001_05		4,9	5,3	23	4,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	22.06.2001	2001_06		5,3	5,3	23	5,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	09.08.2001	2001_08		5,4	2,2	23	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 10	05.10.2001	2001_10		5,1	5,3	23	5,9	n. b.	83	9,4
BOD 10	26.03.2002	2002_02		5,1	10,0	22	5,7	419	n. b.	n. b.
BOD 11	13.06.2001	2001_06		9,6	n. b.	353	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 11	14.08.2001	2001_08		10,3	n. b.	403	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 11	06.10.2001	2001_10		9,9	0,2	390	5,7	n. b.	56	5,7
BOD 11	20.02.2002	2002_02		7,2	0,1	290	6,2	516	n. b.	n. b.
BOD 11a	13.06.2001	2001_06		10,0	n. b.	349	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 12	18.09.2000	2000_09		5,7	3,8	18	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 12	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	5,9	5,0	21	5,6	n. b.	99	10,9
BOD 12	22.11.2000	2000_11		5,7	4,3	21	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 12	19.12.2000	2000_12		5,7	4,1	21	5,8	n. b.	n. b.	n. b.

[Fortsetzung Anhang 13a: Physikalisch-chemische Parameter]

Proben-Nr.	Datum	Jahr_Monat	Bemerkung	WT	Q	eC	pH	Eh	O ₂	O ₂
				(°C)	(L/s)	(µS/cm)		(mV)	(%)	(mg/L)
BOD 12	25.04.2001	2001_05		5,3	6,3	21	4,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 12	22.06.2001	2001_06		5,4	4,1	25	5,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 12	09.08.2001	2001_08	pH-Wert mit Elektrode Sentix: 5.52	5,8	n. b.	20	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 12	05.10.2001	2001_10		5,9	5,3	21	5,9	n. b.	82	8,9
BOD 12	26.03.2002	2002_02		5,2	8,3	19	4,9	386	n. b.	n. b.
BOD 13	18.09.2000	2000_09		5,7	4,4	21	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 13	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	5,9	3,6	21	5,7	n. b.	99	10,8
BOD 14	19.09.2000	2000_09		8,2	0,2	30	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 14	18.12.2000	2000_12		6,7	0,2	35	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 14	25.04.2001	2001_05		5,0	0,2	33	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 14	22.06.2001	2001_06		7,4	0,1	33	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 14	09.08.2001	2001_08		9,0	0,1	33	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 14	05.10.2001	2001_10		8,5	0,2	35	6,0	n. b.	77	8,0
BOD 14	26.03.2002	2002_02	keine Probe	4,4	0,1	31	5,8	427	n. b.	n. b.
BOD 15	19.09.2000	2000_09		7,2	0,6	25	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 15	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	7,2	0,8	31	5,8	n. b.	110	12,0
BOD 15	25.04.2001	2001_05		5,8	1,2	31	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 15	09.08.2001	2001_08		n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 15	26.03.2002	2002_02	keine Probe	4,6	0,5	29	5,9	423	n. b.	n. b.
BOD 16	19.09.2000	2000_09		6,5	0,4	25	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 16	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	6,9	0,8	32	5,5	n. b.	96	10,7
BOD 17	19.09.2000	2000_09		5,4	0,7	27	5,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 17	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	5,8	0,8	30	5,2	n. b.	100	11,6
BOD 17	22.11.2000	2000_11		4,9	0,5	31	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 17	18.12.2000	2000_12		4,4	0,5	31	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 17	25.04.2001	2001_05		4,3	0,9	30	4,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 17	22.06.2001	2001_06		5,8	1,0	29	5,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 17	09.08.2001	2001_08		5,8	1,0	29	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 17	05.10.2001	2001_10		5,6	1,9	28	5,5	n. b.	84	9,2
BOD 17	26.03.2002	2002_02		4,5	0,7	28	5,6	459	n. b.	n. b.
BOD 18	19.09.2000	2000_09		5,9	0,5	29	5,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 18	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	6,1	0,6	31	5,4	n. b.	95	10,5
BOD 19	19.09.2000	2000_09		8,4	0,1	60	7,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 19	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	8,1	0,1	78	6,5	n. b.	94	9,7
BOD 19	24.11.2000	2000_11	trocken		0,0					
BOD 19	20.12.2000	2000_12	trocken		0,0					
BOD 19	02.04.2001	2001_04		5,5	1,8	44	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 19	02.05.2001	2001_05		5,5	0,9	44	6,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 19	12.06.2001	2001_06		6,1	0,5	51	6,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 19	22.07.2001	2001_08		7,6	0,4	55	6,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 19	04.10.2001	2001_10		7,0	0,5	49	6,4	n. b.	89	9,3
BOD 20	19.09.2000	2000_09		5,5	1,2	22	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 20	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA; Schüttung BOD 20+21	5,6	2,7	24	5,4	n. b.	100	11,3
BOD 20-22	18.12.2000	2000_12	Probenahme am Sammelschacht	(5,3)	3,7	23	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 20-22	22.11.2000	2000_11	Probenahme am Sammelschacht	(5,5)	4,3	25	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 20-22	25.04.2001	2001_05	Probenahme am Sammelschacht	(4,9)	4,6	23	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 20-22	22.06.2001	2001_06	Probenahme am Sammelschacht	(6,0)	6,3	23	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 20-22	09.08.2001	2001_08	Probenahme am Sammelschacht	(8,4)	5,5	25	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 20-22	05.10.2001	2001_10	Probenahme am Sammelschacht	(7,0)	7,9	22	5,7	n. b.	89	9,6
BOD 20-22	26.03.2002	2002_02	Probenahme am Sammelschacht	(4,3)	10,0	22	4,6	582	n. b.	n. b.
BOD 21	19.09.2000	2000_09		5,6	1,6	20	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 21	22.11.2000	2000_11		5,0	2,3	24	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 22	19.09.2000	2000_09	Schüttung Qu. 1 (BOD 22) und 2 (nicht beprobt)	6,3	2,4	18	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 22	16.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	6,2	0,8	22	5,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 22	22.11.2000	2000_11		5,5	0,6	23	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 23	19.09.2000	2000_09	Oberflächenleitung	(8,1)	1,6	20	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 23	22.11.2000	2000_11	Oberflächenleitung	(3,9)	1,3	24	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24a	19.09.2000	2000_09	Q.1	6,7	0,5	42	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24b	16.10.2000	2000_10	Q.2; beprobt und analysiert von BayGLA	6,7	1,1	48	6,6	n. b.	98	10,7
BOD 24b	25.11.2000	2000_11	Q.2	6,3	0,6	49	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24b	19.12.2000	2000_12	Q.2	5,6	0,8	48	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24	25.04.2001	2001_05	Probenahme am Sammelschacht	(5,8)	1,2	47	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24	22.06.2001	2001_06	Probenahme am Sammelschacht	(7,4)	4,2	47	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24	09.08.2001	2001_08	Probenahme am Sammelschacht	(10,5)	0,5	47	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 24	05.10.2001	2001_10	Probenahme am Sammelschacht	(8,1)	2,0	48	6,2	n. b.	82	8,8
BOD 24	26.03.2002	2002_02	Probenahme am Sammelschacht	(5,9)	8,5	45	3,9	448	n. b.	n. b.
BOD 25	19.09.2000	2000_09		8,6	0,2	56	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 25	19.10.2000	2000_10	beprobt und analysiert von BayGLA	7,5	0,1	58	5,6	n. b.	78	8,2
BOD 25	25.11.2000	2000_11		6,1	0,1	59	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 25	19.12.2000	2000_12		5,4	0,2	60	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 25	25.04.2001	2001_05		5,7	0,2	58	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 25	22.06.2001	2001_06		7,2	0,1	57	4,8	n. b.	n. b.	n. b.

[Fortsetzung Anhang 13a: Physikalisch-chemische Parameter]

Proben-Nr.	Datum	Jahr_Monat	Bemerkung	WT	Q	eC	pH	Eh	O ₂	O ₂	
				(°C)	(L/s)	(µS/cm)		(mV)	(%)	(mg/L)	
BOD 25	09.08.2001	2001_08	längere Lagerung: Nitrat möglicherweise reduziert	8,5	0,1	55	5,4	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 25	05.10.2001	2001_10		7,2	0,1	55	5,8	n. b.	71	7,4	
BOD 25	26.03.2002	2002_02		5,3	0,1	52	4,6	450	n. b.	n. b.	
BOD 34	20.09.2000	2000_09	rechter Quellaustritt linker Quellaustritt	n. b.	n. b.	28	5,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34 a	27.10.2000	2000_10		5,2	0,3	43	6,6	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34 b	27.10.2000	2000_10		5,0	0,9	39	6,6	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	24.11.2000	2000_11		4,6	0,3	28	6,2	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	20.12.2000	2000_12		n. b.	1,0	28	6,5	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	02.04.2001	2001_04		6,0	n. b.	26	5,8	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	14.05.2001	2001_05		6,0	1,2	25	6,7	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	13.06.2001	2001_06		6,5	1,7	25	6,4	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	22.07.2001	2001_08		6,8	1,1	26	6,1	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 34	04.10.2001	2001_10		6,6	ca. 2,0	25	6,5	n. b.	89	9,2	
BOD 35	27.10.2000	2000_10	fast trocken (keine Probe)	5,8	0,1	38	4,6	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 35	24.11.2000	2000_11		3,3	0,0	19	5,3	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 35	20.12.2000	2000_12		< 0,1							
BOD 35	02.04.2001	2001_04		4,0	n. b.	24	4,1	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 35	02.05.2001	2001_05		5,3	2,5	23	4,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 35	13.06.2001	2001_06		Nitrat reduziert?	10,1	0,5	20	4,8	n. b.	65	6,4
BOD 35	22.07.2001	2001_08		Nitrat reduziert?	11,5	0,1	14	4,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 35	04.10.2001	2001_10		Nitrat reduziert?	8,5	1,0	23	4,6	n. b.	78	7,9
BOD 36	25.10.2000	2000_10		beprobte und analysiert von BayGLA Temperaturmessung nach Transport aus Bergwerk	6,3	n. b.	58	6,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 36	20.10.2000	2000_10	6,6		0,1	44	6,7	n. b.	130	14,0	
BOD 36	23.11.2000	2000_11	5,9		n. b.	54	6,6	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 36	18.12.2000	2000_12	5,7		n. b.	54	6,3	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 36	02.04.2001	2001_04	6,2		n. b.	48	6,5	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 36	01.05.2001	2001_05	5,4		n. b.	49	6,1	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 36	12.06.2001	2001_06	8,0		n. b.	47	5,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 36	24.07.2001	2001_08	(7,2)		n. b.	51	5,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 36	06.10.2001	2001_10	7,4		n. b.	50	6,1	n. b.	84	8,9	
BOD 37	25.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA Temperaturmessung nach Transport aus Bergwerk pH-Elektrode: Sentix		7,4	n. b.	1445	2,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 37	20.10.2000	2000_10		7,1	< 0,1	1846	2,8	n. b.	48	5,5	
BOD 37	23.11.2000	2000_11		5,6	n. b.	1807	2,8	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 37	18.12.2000	2000_12		4,3	n. b.	1688	2,5	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 37	02.04.2001	2001_04		4,6	n. b.	1533	2,7	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 37	01.05.2001	2001_05		5,4	n. b.	1922	2,5	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 37	12.06.2001	2001_06		6,4	n. b.	1924	2,7	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 37	24.07.2001	2001_08		(7,1)	n. b.	1915	2,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 37	06.10.2001	2001_10		8,0	n. b.	1987	2,6	n. b.	35	3,7	
BOD 38	20.10.2000	2000_10		beprobte und analysiert von BayGLA pH-Elektrode: Sentix	5,9	< 0,1	1341	2,8	n. b.	100	11,0
BOD 38	23.11.2000	2000_11	5,5		0,5	1362	2,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	18.12.2000	2000_12	4,1		0,8	1432	2,6	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	02.04.2001	2001_04	6,0		2,5	979	3,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	01.05.2001	2001_05	6,0		1,4	1013	3,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	14.05.2001	2001_05	6,7		n. b.	1113	2,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	12.06.2001	2001_06	7,4		2,5	1334	2,8	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	24.07.2001	2001_08	5,9		0,7	1526	2,8	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	06.10.2001	2001_10	6,9		1,0	1197	2,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 38	20.02.2002	2002_02	5,1		3,0	808	3,1	832	n. b.	n. b.	
BOD 39	25.10.2000	2000_10		9,0	n. b.	30	6,4	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 40	24.11.2000	2000_11	trocken			0,0					
BOD 40	20.12.2000	2000_12	trocken			0,0					
BOD 40	02.04.2001	2001_04		2,0	n. b.	167	6,6	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 40	12.06.2001	2001_06		6,5	n. b.	164	5,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 40	04.10.2001	2001_10		7,8	ca. 0,2	147	6,0	n. b.	74	7,7	
BOD 41	25.10.2000	2000_10		8,7	0,6	35	6,2	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	26.10.2000	2000_10		5,3	1,3	37	6,2	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	23.11.2000	2000_11		5,0	0,6	28	6,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	19.12.2000	2000_12		4,5	1,0	28	5,4	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	02.04.2001	2001_04		5,0	1,7	28	6,1	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	01.05.2001	2001_05		5,5	3,3	29	6,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	12.06.2001	2001_06		5,1	2,5	28	6,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	22.07.2001	2001_08		5,7	0,8	28	5,3	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 42	05.10.2001	2001_10		5,4	3,3	28	6,1	n. b.	82	8,7	
BOD 43	26.10.2000	2000_10		Oberflächenleitung Oberflächenleitung pH-Elektrode: Sentix	5,3	0,8	30	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 43	23.11.2000	2000_11	5,0		0,9	22	6,0	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 43	18.12.2000	2000_12	4,1		2,0	22	5,7	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 43	02.04.2001	2001_04	5,0		0,7	24	5,7	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 43	01.05.2001	2001_05	5,6		2,0	23	5,7	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 43	12.06.2001	2001_06	(6,5)		1,1	23	5,9	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 43	22.07.2001	2001_08	(7,5)		1,2	22	4,4	n. b.	n. b.	n. b.	
BOD 43	05.10.2001	2001_10	6,5		1,4	22	5,7	n. b.	84	8,9	

[Fortsetzung Anhang 13a: Physikalisch-chemische Parameter]

Proben-Nr.	Datum	Jahr_Monat	Bemerkung	WT (°C)	Q (L/s)	eC (µS/cm)	pH	Eh (mV)	O ₂ (%)	O ₂ (mg/L)
BOD 43	19.02.2002	2002_02	Oberflächenleitung	(2,8)	0,5	22	6,0	566	84	10,1
BOD 44	25.10.2000	2000_10		6,4	0,2	46	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 45	28.10.2000	2000_10		8,4	n. b.	44	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 45	24.11.2000	2000_11		7,9	n. b.	36	6,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	28.10.2000	2000_10		9,1	0,1	43	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	24.11.2000	2000_11		7,0	n. b.	30	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	17.12.2000	2000_12		7,0	0,0	31	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	03.04.2001	2001_04		6,1	0,1	33	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	02.05.2001	2001_05		6,5	0,0	32	5,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	13.06.2001	2001_06		8,2	0,1	31	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	24.07.2001	2001_08		10,2	0,1	30	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 46	04.10.2001	2001_10		9,6	0,1	32	5,9	n. b.	80	8,5
BOD 47	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	8,3	0,9	40	6,3	n. b.	80	8,8
BOD 47	23.11.2000	2000_11		7,4	1,0	40	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 47	20.12.2000	2000_12		6,8	0,9	40	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 47	03.04.2001	2001_04		6,3	1,1	38	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 47	02.05.2001	2001_05		7,5	5,0	39	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 47	12.06.2001	2001_06		7,7	1,0	39	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 47	24.07.2001	2001_08		8,0	1,0	38	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 47	04.10.2001	2001_10		8,4	0,9	39	6,2	n. b.	80	8,8
BOD 47	20.02.2002	2002_02		6,5	1,1	38	6,0	560	n. b.	n. b.
BOD 48	25.10.2000	2000_10		8,1	0,5	51	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	7,8	0,7	55	6,6	n. b.	92	10,2
BOD 49	23.11.2000	2000_11		7,1	0,6	56	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	20.12.2000	2000_12		6,5	0,7	56	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	03.04.2001	2001_04		6,7	1,6	51	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	02.05.2001	2001_05		6,9	0,8	52	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	12.06.2001	2001_06		8,1	1,3	58	5,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	24.07.2001	2001_08		7,6	0,7	53	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 49	04.10.2001	2001_10		9,5	0,3	56	5,7	n. b.	90	9,5
BOD 50	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	9,6	0,3	58	5,8	n. b.	89	9,4
BOD 50	23.11.2000	2000_11		7,6	0,2	59	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 50	20.12.2000	2000_12		6,4	0,2	59	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 50	03.04.2001	2001_04		6,2	0,8	56	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 50	02.05.2001	2001_05		6,9	2,4	56	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 50	12.06.2001	2001_06		7,3	0,3	53	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 50	24.07.2001	2001_08		9,9	0,2	56	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 50	04.10.2001	2001_10		7,7	1,4	54	5,9	n. b.	88	9,4
BOD 48-50	12.06.2001	2001_06	am Sammelschacht beprobt	(9,2)	1,4	54	6,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 48-50	24.07.2001	2001_08	am Sammelschacht beprobt	(10,9)	1,2	53	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 48-50	20.02.2002	2002_02	am Sammelschacht beprobt	(5,2)	1,6	51	5,6	547	n. b.	n. b.
BOD 51	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	8,2	0,3	40	6,2	n. b.	89	9,7
BOD 51	23.11.2000	2000_11		8,2	0,2	41	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 51	20.12.2000	2000_12		7,3	0,1	44	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 51	03.04.2001	2001_04		8,2	0,4	33	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 51	02.05.2001	2001_05		7,2	0,6	39	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 51	12.06.2001	2001_06		8,0	0,6	38	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 51	24.07.2001	2001_08		7,6	0,3	38	6,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 51	04.10.2001	2001_10		8,1	0,4	37	6,5	n. b.	93	10,1
BOD 51	20.02.2002	2002_02		6,7	0,9	38	5,9	546	103	11,9
BOD 52	25.10.2000	2000_10		8,0	0,5	39	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 52	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	8,1	0,4	29	5,9	n. b.	85	9,3
BOD 53	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	8,2	0,7	39	6,2	n. b.	93	10,0
BOD 53	23.11.2000	2000_11		7,1	0,6	39	6,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 53	20.12.2000	2000_12		6,7	0,5	39	6,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 53	03.04.2001	2001_04		6,5	0,7	38	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 53	02.05.2001	2001_05		6,9	0,7	38	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 53	12.06.2001	2001_06		7,6	0,9	38	6,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 53	24.07.2001	2001_08		8,2	0,8	38	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 53	04.10.2001	2001_10		8,0	0,9	38	6,4	n. b.	84	9,2
BOD 53	20.02.2002	2002_02	pH-Elektrode defekt? Messung durch Gemeinde: pH 6,12	6,1	1,2	38	6,0	523	n. b.	n. b.
BOD 54	23.11.2000	2000_11		7,9	0,7	32	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 54	20.12.2000	2000_12		7,8	0,7	32	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 54	03.04.2001	2001_04		7,1	0,9	28	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 54	02.05.2001	2001_05		7,3	0,8	30	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 54	12.06.2001	2001_06		7,3	0,9	33	6,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 54	24.07.2001	2001_08		7,5	0,8	30	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 54	04.10.2001	2001_10		8,3	0,9	31	6,0	n. b.	89	9,4
BOD 52-54	24.07.2001	2001_08	am Sammelschacht beprobt	(9,6)	1,9	34	6,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 55	16.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	7,6	0,5	31	6,7	n. b.	98	10,7
BOD 55	22.11.2000	2000_11		6,6	0,4	32	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 55	19.12.2000	2000_12		6,3	0,4	32	6,2	n. b.	n. b.	n. b.

[Fortsetzung Anhang 13a: Physikalisch-chemische Parameter]

Proben-Nr.	Datum	Jahr_Monat	Bemerkung	WT	Q	eC	pH	Eh	O ₂	O ₂
				(°C)	(L/s)	(µS/cm)		(mV)	(%)	(mg/L)
BOD 56	16.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	8,1	0,2	39	6,9	n. b.	100	10,7
BOD 56	22.11.2000	2000_11		7,4	0,1	33	6,0	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 56	19.12.2000	2000_12		6,9	0,1	33	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 55-56	14.05.2001	2001_05	am Sammelschacht beprobt	(7,0)	n. b.	28	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	17.10.2000	2000_10	beprobte und analysiert von BayGLA	10,8	0,1	266	6,1	n. b.	80	8,4
BOD 57	24.11.2000	2000_11		8,0	0,1	276	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	17.12.2000	2000_12		9,0	0,1	275	5,6	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	03.04.2001	2001_04		8,2	0,3	190	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	02.05.2001	2001_05		8,0	0,2	223	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	13.06.2001	2001_06		10,0	0,1	263	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	24.07.2001	2001_08		11,0	0,1	276	6,0	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 57	04.10.2001	2001_10		10,7	0,1	249	5,7	n. b.	83	8,8
BOD 57	20.02.2002	2002_02		7,3	0,3	203	5,7	567	n. b.	n. b.
BOD 58	19.12.2000	2000_12			6,1	1,7	61	5,7	n. b.	n. b.
BOD 58	02.04.2001	2001_04	5,8		1,7	107	5,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 58	01.05.2001	2001_05	5,7		n. b.	81	5,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 58	12.06.2001	2001_06	6,3		1,0	73	5,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 58	22.07.2001	2001_08	6,9		1,3	68	5,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 58	05.10.2001	2001_10	7,8		0,6	83	5,6	n. b.	75	7,9
BOD 58	19.02.2002	2002_02	3,7		0,6	116	5,5	566	81	9,5
BOD 60	03.04.2001	2001_04	Fischteich mit Kalkung		n. b.	n. b.	134	7,5	n. b.	n. b.
BOD 61	03.04.2001	2001_04	Fischteich mit Kalkung	n. b.	n. b.	135	7,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 62	03.04.2001	2001_04		7,8	n. b.	80	7,0	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 62	02.05.2001	2001_05		8,0	n. b.	69	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 63	03.04.2001	2001_04		7,0	n. b.	127	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 63	01.05.2001	2001_05		8,5	n. b.	124	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 64	02.05.2001	2001_05		8,9	n. b.	20	5,2	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 65	14.05.2001	2001_05		9,4	n. b.	20	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 66	18.09.2000	2000_09		Schaumbildung (Huminstoffe)	11,0	n. b.	26	4,8	n. b.	n. b.
BOD 71	14.08.2001	2001_08	Schüttungsmessung unsicher (Umlauf)	8,0	2,0	277	4,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 71	06.10.2001	2001_10	pH-Elektrode: Sentix	7,4	1,0	272	4,1	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 71	20.02.2002	2002_02		6,5	5,0	264	4,1	689	n. b.	n. b.
BOD 72	14.08.2001	2001_08		9,4	n. b.	1385	2,9	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 73	14.08.2001	2001_08		14,9	n. b.	151	3,5	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 74	14.08.2001	2001_08		20,6	n. b.	52	4,0	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 75	06.10.2001	2001_10	pH-Elektrode: Sentix	5,9	n. b.	2690	2,6	n. b.	90	10,2
BOD 76	06.10.2001	2001_10	pH-Elektrode: Sentix	5,8	n. b.	3220	2,6	n. b.	82	9,4
Regen										
REG 26	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,4	n. b.	55	6,3	n. b.	n. b.	n. b.
REG 26	26.10.2000	2000_10		8,1	n. b.	62	6,9	n. b.	n. b.	n. b.
REG 27	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,4	n. b.	58	6,5	n. b.	n. b.	n. b.
REG 27	26.10.2000	2000_10		8,0	n. b.	63	6,9	n. b.	n. b.	n. b.
REG 28	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,2	n. b.	93	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
REG 28	26.10.2000	2000_10		7,6	n. b.	84	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
REG 28	19.02.2002	2002_02		7,0	n. b.	81	6,7	544	75	7,8
REG 29	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,0	n. b.	201	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
REG 29	26.10.2000	2000_10		7,7	n. b.	225	5,9	n. b.	n. b.	n. b.
REG 29	19.02.2002	2002_02		7,0	n. b.	329	5,9	469	83	9,4
REG 30	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	7,7	n. b.	85	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
REG 30	26.10.2000	2000_10		7,6	n. b.	364	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
REG 30	19.02.2002	2002_02		7,0	n. b.	98	6,2	457	91	10,6
REG 31	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,4	n. b.	510	5,7	n. b.	n. b.	n. b.
REG 31	26.10.2000	2000_10		7,7	n. b.	504	5,8	n. b.	n. b.	n. b.
REG 32	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,6	0,9	36	6,0	n. b.	n. b.	n. b.
REG 32	26.10.2000	2000_10		8,0	1,1	64	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
REG 33	20.09.2000	2000_09	s. LAUTENSCHLAGER (2002)	8,6	0,7	25	6,2	n. b.	n. b.	n. b.
REG 33	26.10.2000	2000_10		8,1	1,0	38	6,1	n. b.	n. b.	n. b.
tiefere Grundwasser NO-Bayern										
RÖ5A	29.04.1998	1998_04	Rötze, altes Quellsystem, aufst. Tiefenwasser (BENDER 2000)	n. b.	n. b.	400	5,3	n. b.	n. b.	n. b.
BW22	12.09.2000	2000_09	Zwiesel, Erlebnisbad, Tiefbr. (100 m), CO ₂ : 52 mg/L (BayGLA)	10,3	n. b.	235	6,0	56	n. b.	5,8
BW39	13.09.2000	2000_09	Brenness, Br. (35 m), CO ₂ : 60 mg/L; NH ₄ ⁺ : 2,4 mg/L (BayGLA)	n. b.	n. b.	148	5,8	13	n. b.	1,4
Q6139/1		1997	Sauerbrunnen, KTB-Umfeld (BREUER 1997)	n. b.	n. b.	1515	6,4	n. b.	n. b.	n. b.
Q6140/1		1997	Quelle Brunn, KTB-Umfeld (BREUER 1997)	n. b.	n. b.	99	5,8	n. b.	n. b.	n. b.

Anhang 13b: Hauptinhaltsstoffe

Proben-Nr.	Jahr_Monat	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻	
		mg/L	SD_Na ⁺ mg/L	mg/L	SD_K ⁺ mg/L	mg/L	SD_Ca ²⁺ mg/L	mg/L	SD_Mg ²⁺ mg/L	mg/L	SD_HCO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_Cl ⁻ mg/L	mg/L	SD_NO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_SO ₄ ²⁻ mg/L
BOD 01	2000_09	5,4	0,3	1,3	0,1	5,4	0,3	2,1	0,1	0,0	3,0	25,8	2,2	8,6	0,7	3,7	0,3
BOD 01	2000_10	4,8	n. b.	1,1	n. b.	5,7	n. b.	2,0	n. b.	12	n. b.	11,0	n. b.	7,8	n. b.	3,8	n. b.
BOD 01	2000_11	4,9	0,3	1,1	0,1	4,2	0,2	2,0	0,1	3,0	3,0	13,6	1,1	8,9	0,7	4,3	0,4
BOD 01	2000_12	7,0	0,3	1,1	0,1	5,4	0,3	2,8	0,1	12	3,0	15,3	1,4	9,3	0,8	4,2	0,4
BOD 01	2001_05	5,0	0,5	0,39	0,08	4,9	0,8	2,0	0,1	6,7	3,0	11,3	1,4	10,0	4,8	4,2	0,5
BOD 01	2001_06	5,0	0,7	1,1	0,1	3,8	0,6	2,2	1,6	6,1	3,0	8,7	1,9	10,3	2,0	5,0	0,4
BOD 01	2001_08	5,3	n. b.	1,2	n. b.	3,8	0,6	2,6	1,6	11	3,0	11,9	2,1	8,2	1,8	3,7	0,2
BOD 01	2001_10	4,9	n. b.	1,1	n. b.	3,6	0,6	2,0	1,7	7,6	3,0	8,6	1,9	7,6	3,9	4,6	0,3
BOD 01	2002_02	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 02	2000_09	1,7	0,1	0,55	0,04	1,8	0,1	1,0	0,1	3,0	3,0	4,3	0,3	4,4	0,3	0,9	0,1
BOD 02	2000_10	1,5	n. b.	0,61	n. b.	2,3	n. b.	1,1	n. b.	10	n. b.	1,5	n. b.	3,4	n. b.	0,5	n. b.
BOD 02	2000_11	1,6	0,1	0,49	0,03	1,5	0,1	1,0	0,1	3,0	3,0	1,9	0,2	5,6	0,5	1,8	0,2
BOD 02	2000_12	1,7	0,1	0,52	0,03	1,9	0,1	1,1	0,1	6,1	3,0	1,9	0,2	4,9	0,4	1,7	0,2
BOD 02	2001_05	2,2	0,2	0,14	0,24	1,9	0,4	1,5	0,1	11	3,0	3,3	0,7	2,6	0,5	0,6	0,4
BOD 02	2001_06	2,1	0,1	0,70	0,08	1,5	0,4	1,4	0,4	7,6	3,0	3,1	0,3	3,4	0,3	0,8	0,2
BOD 02	2001_08	2,0	n. b.	0,66	n. b.	1,5	0,4	1,3	0,4	7,6	3,0	2,1	0,2	3,8	0,3	0,8	0,2
BOD 02	2001_10	2,1	n. b.	0,68	n. b.	1,5	0,4	1,4	0,4	11	3,0	2,4	0,2	3,6	0,3	0,7	0,2
BOD 02	2002_02	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 03	2000_09	1,4	0,1	0,62	0,04	1,5	0,1	0,88	0,05	6,1	3,0	2,3	0,2	2,3	0,2	0,5	0,0
BOD 03-05	2001_06	1,4	0,5	0,52	0,08	1,0	0,4	1,0	0,4	4,6	3,0	1,0	0,3	3,5	0,3	2,0	0,2
BOD 03-05	2001_08	1,2	n. b.	0,43	n. b.	1,2	0,4	1,0	0,4	4,6	3,0	0,7	0,2	2,7	0,3	2,7	0,2
BOD 03-05	2001_10	1,4	n. b.	0,56	n. b.	1,0	0,4	1,0	0,4	6,1	3,0	1,0	0,3	3,6	0,3	1,8	0,2
BOD 03-05	2002_02	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 04	2000_09	1,5	0,1	0,54	0,03	1,6	0,1	0,88	0,05	3,0	3,0	2,9	0,2	4,4	0,4	0,8	0,1
BOD 04	2000_10	1,2	n. b.	0,52	n. b.	2,0	n. b.	0,91	n. b.	9,1	n. b.	1,0	n. b.	2,9	n. b.	0,5	n. b.
BOD 04	2000_12	1,5	0,1	0,48	0,02	1,7	0,1	1,0	0,1	6,1	3,0	1,4	0,1	4,7	0,4	1,7	0,2
BOD 04	2001_05	1,7	0,2	0,10	0,22	1,5	0,4	1,0	0,1	9,5	3,0	0,8	0,5	2,7	0,5	0,5	0,3
BOD 05	2000_09	1,4	0,1	0,50	0,03	1,7	0,1	1,1	0,1	3,0	3,0	2,5	0,2	4,5	0,4	3,6	0,3
BOD 05	2000_10	1,1	n. b.	0,43	n. b.	2,1	n. b.	1,1	n. b.	7,3	n. b.	0,8	n. b.	3,7	n. b.	2,6	n. b.
BOD 05	2000_12	1,5	0,1	0,36	0,02	1,6	0,1	1,1	0,1	3,0	3,0	1,3	0,1	5,2	0,5	3,8	0,3
BOD 05	2001_05	1,2	0,2	0,08	0,20	1,3	0,4	1,1	0,1	5,8	3,0	0,6	0,5	2,8	0,5	2,8	0,5
BOD 06	2000_09	1,2	0,1	0,35	0,02	1,5	0,1	0,83	0,05	3,0	3,0	2,0	0,2	3,1	0,3	3,1	0,3
BOD 06	2000_10	1,1	n. b.	0,37	n. b.	1,9	n. b.	0,86	n. b.	8,5	n. b.	0,6	n. b.	1,3	n. b.	2,2	n. b.
BOD 07	2000_09	1,0	0,1	0,71	0,04	1,8	0,1	0,69	0,04	1,5	3,0	2,0	0,1	2,9	0,2	4,1	0,3
BOD 07	2000_10	0,70	n. b.	0,73	n. b.	2,0	n. b.	0,66	n. b.	4,3	n. b.	0,7	n. b.	2,4	n. b.	3,4	n. b.
BOD 07	2000_11	0,90	0,05	0,43	0,02	1,0	0,1	0,63	0,03	1,0	3,0	1,3	0,1	3,8	0,3	2,4	0,2
BOD 07	2000_12	1,1	0,1	0,68	0,03	1,7	0,1	0,74	0,04	1,5	3,0	1,1	0,1	3,9	0,3	4,7	0,4
BOD 07	2001_05	0,82	0,04	0,12	0,23	1,6	0,4	0,79	0,11	4,6	3,0	0,5	0,4	2,3	0,5	2,8	0,5
BOD 07	2001_06	0,95	0,00	0,42	0,08	1,0	0,4	0,82	0,34	4,6	3,0	0,7	0,2	2,8	0,3	1,9	0,2
BOD 07	2001_08	1,0	n. b.	0,80	n. b.	1,3	0,4	0,82	0,34	4,0	3,0	0,6	0,2	2,7	0,3	3,7	0,2
BOD 07	2001_10	1,0	n. b.	0,84	n. b.	1,1	0,4	0,71	0,35	1,5	3,0	0,8	0,2	3,3	0,3	4,0	0,2
BOD 07	2002_02	0,95	0,08	0,78	0,04	1,3	1,5	0,74	0,06	0,0	3,0	0,7	0,2	5,2	0,3	3,8	0,2
BOD 08	2000_09	1,0	0,1	0,43	0,03	1,2	0,1	0,66	0,04	1,5	3,0	1,7	0,1	4,1	0,3	1,4	0,1
BOD 08	2000_10	0,73	n. b.	0,47	n. b.	2,5	n. b.	0,69	n. b.	8,2	n. b.	0,8	n. b.	2,2	n. b.	1,3	n. b.
BOD 08	2000_11	0,89	0,04	0,71	0,04	1,5	0,1	0,65	0,03	1,0	3,0	1,1	0,1	3,8	0,3	4,3	0,4
BOD 08	2000_12	1,1	0,1	0,39	0,02	1,2	0,1	0,75	0,04	1,5	3,0	1,3	0,1	4,1	0,4	2,5	0,2
BOD 08	2001_05	0,76	0,03	0,07	0,18	1,2	0,4	0,93	0,12	6,1	3,0	0,6	0,4	2,0	0,5	1,5	0,6
BOD 08	2001_06	0,95	0,00	0,77	0,08	1,3	0,4	0,84	0,34	3,0	3,0	0,7	0,2	3,2	0,3	3,9	0,2
BOD 08	2001_08	1,0	n. b.	0,49	n. b.	1,1	0,4	0,84	0,34	4,6	3,0	0,8	0,2	2,6	0,3	1,7	0,2
BOD 08	2001_10	1,0	n. b.	0,50	n. b.	1,2	0,4	1,0	0,3	6,1	3,0	0,7	0,2	2,4	0,3	2,0	0,2
BOD 08	2002_02	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 09	2000_09	0,93	0,06	0,36	0,02	1,6	0,1	0,48	0,03	1,5	3,0	1,7	0,1	4,5	0,3	1,6	0,1
BOD 09	2000_10	0,70	n. b.	0,39	n. b.	1,9	n. b.	0,48	n. b.	6,1	n. b.	0,6	n. b.	3,2	n. b.	0,5	n. b.
BOD 09	2000_11	0,89	0,04	0,34	0,02	1,4	0,1	0,47	0,02	1,5	3,0	1,1	0,1	4,8	0,4	1,5	0,1
BOD 10	2000_09	0,86	0,05	0,39	0,03	1,7	0,1	0,50	0,03	1,5	3,0	1,5	0,1	4,4	0,4	1,5	0,1
BOD 10	2000_10	0,67	n. b.	0,45	n. b.	2,3	n. b.	0,54	n. b.	4,9	n. b.	0,6	n. b.	4,8	n. b.	1,1	n. b.
BOD 10	2000_11	0,85	0,04	0,41	0,02	1,6	0,1	0,50	0,03	1,0	3,0	1,0	0,1	5,4	0,5	2,1	0,2
BOD 10	2000_12	1,0	0,1	0,39	0,02	1,8	0,1	0,56	0,03	1,5	3,0	1,0	0,1	5,5	0,5	2,2	0,2
BOD 10	2001_05	0,78	0,03	0,09	0,21	1,6	0,4	0,65	0,10	5,5	3,0	0,4	0,4	2,8	0,5	1,0	0,5
BOD 10	2001_06	0,90	0,10	0,44	0,08	1,3	0,4	0,50	0,31	3,0	3,0	0,6	0,2	4,1	0,3	1,5	0,2
BOD 10	2001_08	0,90	n. b.	0,50	n. b.	1,5	0,4	0,66	0,31	4,6	3,0	0,6	0,2	4,2	0,3	1,4	0,2
BOD 10	2001_10	0,89	n. b.	0,48	n. b.	1,3	0,4	0,50	0,31	3,0	3,0	0,5	0,2	3,7	0,3	1,5	0,2
BOD 10	2002_02	0,84	0,08	0,44	0,04	1,4	0,2	0,48	0,03	2,0	3,0	0,6	0,2	3,5	0,3	2,3	0,2
BOD 11	2001_06	16,5	4,0	4,6	1,7	21,0	0,0	14,1	3,7	15	3,0	25,8	2,0	3,7	0,3	98,3	2,4
BOD 11	2001_08	12,8	0,2	3,5	0,2	36,0	5,7	12,9	11,8	17	3,0	20,0	6,4	4,2	0,3	137	3
BOD 11	2001_10	13,2	n. b.	3,2	n. b.	35,4	5,2	12,1	n. b.	18	3,0	16,9	6,5	3,5	0,3	126	1
BOD 11	2002_02	16,1	0,1	2,7	0,1	22,1	1,9	6,4	0,3	17	3,0	25,7	18,8	5,3	0,3	51,3	4,5
BOD 11a	2001_06	16,2	4,0	4,4	1,6	20,6	0,0	13,9	3,7	15	3,0	28,5	4,0	4,0	0,3	97,3	2,3
BOD 12	2000_09	1,0	0,1	0,33	0,02	1,4	0,1	0,52	0,03	0,0	3,0	1,7	0,1	5,9	0,5	0,8	0,1
BOD 12	2000_10	0,89	n. b.	0,38	n. b.	1,8	n. b.	0,59	n. b.	3,0	n. b.	1,0	n. b.	5,1	n. b.	0,9	n. b.
BOD 12	2000_11	0,91	0,05	0,29	0,02	1,1	0,1	0,50	0,03	1,5	3,0	0,9	0,1	3,3	0,3	1,9	0,2
BOD 12	2000_12	1,0	0,05	0,41	0,02	1,2	0,1	0,58	0,03	0,0	3,0	1,1	0,1	4,8	0,5	2,5	0,2
BOD 12	2001_05	0,88	0,04	0,05	0,14	1,2	0,4	0,79	0,11	4,5	3,0	0,5	0,4	2,9	0,5	0,9	0,5
BOD 12	2001_06	1,0	0,00	0,37	0,08	1,0	0,4	0,68	0,31	3,0	3,0	0,7	0,2	4,4	0,3	1,1	0,2
BOD 12	2001_08	1,0	n. b.	0,38	n. b.	1,0	0,4	0,52	0,31	3,0	3,0	0,7	0,2	4,4	0,3	0,7	0,2
BOD 12	2001_10	1,1	n. b.	0,38	n. b.	0,90	0,36	0,56	0,32	3,0	3,0	0,7	0,2	3,8	0,3	1,1	0,2
BOD 12	2002_0																

[Fortsetzung Anhang 13b: Hauptinhaltsstoffe]

Proben-Nr.	Jahr_Monat	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻	
		mg/L	SD_Na ⁺ mg/L	mg/L	SD_K ⁺ mg/L	mg/L	SD_Ca ²⁺ mg/L	mg/L	SD_Mg ²⁺ mg/L	mg/L	SD_HCO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_Cl ⁻ mg/L	mg/L	SD_NO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_SO ₄ ²⁻ mg/L
BOD 14	2000_09	1,5	0,1	0,50	0,03	3,0	0,2	0,66	0,04	1,5	3,0	1,5	0,1	6,0	0,5	6,2	0,5
BOD 14	2000_12	1,5	0,1	0,46	0,02	2,9	0,1	0,71	0,04	3,0	3,0	1,1	0,1	3,5	0,3	6,6	0,6
BOD 14	2001_05	1,1	0,1	0,09	0,21	1,7	0,4	0,78	0,11	4,9	3,0	0,4	0,4	1,8	0,5	3,9	0,5
BOD 14	2001_06	1,5	0,4	0,52	0,08	2,0	0,4	0,79	0,34	4,3	3,0	1,8	0,2	2,6	0,3	4,5	1,5
BOD 14	2001_08	1,4	n. b.	0,54	n. b.	2,2	0,4	0,95	0,34	7,6	3,0	0,5	0,2	1,9	0,3	5,2	1,3
BOD 14	2001_10	1,7	0,1	0,69	0,10	2,0	0,4	0,86	0,35	7,6	3,0	0,4	0,2	2,2	0,3	4,6	1,3
BOD 14	2002_02	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 15	2000_09	1,2	0,1	0,39	0,02	2,5	0,2	0,65	0,04	3,0	3,0	1,7	0,1	3,3	0,3	5,6	0,4
BOD 15	2000_10	1,1	n. b.	0,68	n. b.	4,1	n. b.	0,75	n. b.	7,4	n. b.	0,8	n. b.	< 0,01	n. b.	4,8	n. b.
BOD 15	2001_05	1,0	0,1	0,06	0,16	2,1	0,4	1,3	0,1	6,7	3,0	0,4	0,4	2,5	0,5	4,4	0,5
BOD 15	2001_08	1,3	0,2	0,51	0,10	1,9	0,4	0,95	0,33	6,1	3,0	0,4	0,2	3,0	0,3	4,8	0,8
BOD 15	2002_02	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 16	2000_09	1,2	0,1	0,38	0,02	2,5	0,2	0,65	0,04	3,0	3,0	1,6	0,1	3,5	0,3	5,7	0,5
BOD 16	2000_10	0,93	n. b.	0,43	n. b.	2,8	n. b.	0,65	n. b.	5,2	n. b.	0,6	n. b.	2,5	n. b.	4,9	n. b.
BOD 17	2000_09	1,0	0,1	0,35	0,02	1,5	0,1	0,61	0,04	0,0	3,0	1,6	0,1	5,7	0,5	4,1	0,4
BOD 17	2000_10	0,66	n. b.	0,40	n. b.	1,9	n. b.	0,59	n. b.	0,1	n. b.	0,7	n. b.	5,0	n. b.	3,9	n. b.
BOD 17	2000_11	1,0	0,0	0,37	0,02	1,6	0,1	0,84	0,04	0,0	3,0	1,0	0,1	6,5	0,6	3,2	0,3
BOD 17	2000_12	1,1	0,1	0,34	0,02	1,6	0,1	0,84	0,04	0,0	3,0	1,1	0,1	7,0	0,7	3,7	0,3
BOD 17	2001_05	0,87	0,04	0,07	0,18	1,5	0,4	1,3	0,1	4,3	3,0	0,5	0,4	4,9	0,6	2,3	0,6
BOD 17	2001_06	1,0	0,0	0,46	0,08	1,4	0,4	1,1	0,4	3,0	3,0	0,4	0,2	5,5	0,4	3,0	0,2
BOD 17	2001_08	1,1	0,3	0,62	0,25	1,2	0,4	0,90	0,33	1,0	3,0	0,4	0,2	5,5	0,4	4,6	1,2
BOD 17	2001_10	1,2	0,3	0,67	0,30	1,1	0,4	0,85	0,32	0,0	3,0	0,4	0,2	4,9	0,3	5,7	1,8
BOD 17	2002_02	0,90	0,08	0,40	0,04	0,80	0,13	0,60	0,03	0,0	3,0	0,5	0,2	5,6	1,3	4,6	0,4
BOD 18	2000_09	1,1	0,1	0,39	0,02	1,9	0,1	0,86	0,05	0,0	3,0	1,8	0,1	6,5	0,5	3,1	0,3
BOD 18	2000_10	0,79	n. b.	0,97	n. b.	2,1	n. b.	0,79	n. b.	3,4	n. b.	1,1	n. b.	5,8	n. b.	2,5	n. b.
BOD 19	2000_09	1,3	0,1	0,73	0,05	7,3	0,6	1,9	0,1	21	3,0	2,4	0,2	6,2	0,5	3,4	0,3
BOD 19	2000_10	1,1	n. b.	0,82	n. b.	8,5	n. b.	2,4	n. b.	31	n. b.	1,1	n. b.	5,3	n. b.	2,7	n. b.
BOD 19	2000_11																
BOD 19	2000_12																
BOD 19	2001_04	2,1	0,5	0,94	0,16	4,0	0,6	1,2	0,2	15	3,0	1,3	0,4	4,8	0,6	1,8	0,6
BOD 19	2001_05	1,6	0,2	0,11	0,23	3,2	0,5	1,7	0,1	15	3,0	0,8	0,5	4,7	0,6	1,8	0,6
BOD 19	2001_06	1,8	0,5	0,70	0,08	3,6	0,5	1,5	0,4	16	3,0	1,0	0,2	5,5	0,3	2,4	0,2
BOD 19	2001_08	1,6	0,2	0,86	0,20	4,5	0,7	1,7	1,7	18	3,0	0,9	0,2	5,3	0,3	2,7	0,2
BOD 19	2001_10	1,6	n. b.	0,74	n. b.	3,1	0,5	2,1	1,3	14	3,0	0,8	0,3	5,3	0,3	2,4	0,2
BOD 20	2000_09	1,0	0,1	0,42	0,03	1,7	0,1	0,61	0,04	1,5	3,0	1,4	0,1	7,4	0,6	1,3	0,1
BOD 20	2000_10	0,74	n. b.	0,44	n. b.	1,9	n. b.	0,57	n. b.	4,3	n. b.	0,7	n. b.	4,3	n. b.	0,7	n. b.
BOD 20-22	2000_12	1,1	0,1	0,38	0,02	1,5	0,1	0,60	0,03	1,0	3,0	1,1	0,1	5,4	0,5	1,9	0,2
BOD 20-22	2000_11	0,94	0,05	0,39	0,02	1,4	0,1	0,54	0,03	1,0	3,0	1,1	0,1	5,3	0,5	1,8	0,2
BOD 20-22	2001_05	0,83	0,04	0,06	0,16	1,6	0,4	0,75	0,11	6,1	3,0	0,5	0,4	3,6	0,6	0,6	0,4
BOD 20-22	2001_06	1,0	0,00	0,44	0,08	1,1	0,4	0,52	0,31	3,0	3,0	0,7	0,2	4,9	0,3	0,6	0,2
BOD 20-22	2001_08	1,0	n. b.	0,47	n. b.	1,4	0,4	0,71	0,32	4,6	3,0	0,6	0,2	4,5	0,3	0,7	0,2
BOD 20-22	2001_10	1,0	n. b.	0,46	n. b.	1,3	0,4	0,71	0,32	4,6	3,0	0,6	0,2	4,3	0,3	0,8	0,2
BOD 20-22	2002_02	0,89	0,08	0,42	0,04	1,1	0,2	0,51	0,03	0,0	3,0	0,7	0,2	5,2	0,3	2,1	0,2
BOD 21	2000_09	1,0	0,1	0,40	0,03	1,5	0,1	0,54	0,04	3,0	3,0	1,7	0,1	4,6	0,4	0,9	0,1
BOD 21	2000_11	1,0	0,0	0,36	0,02	1,3	0,1	0,51	0,02	1,0	3,0	0,9	0,1	4,5	0,4	2,1	0,2
BOD 22	2000_09	1,0	0,1	0,36	0,02	1,4	0,1	0,50	0,03	1,5	3,0	1,5	0,1	3,8	0,3	2,1	0,2
BOD 22	2000_10	0,76	n. b.	0,38	n. b.	1,8	n. b.	0,52	n. b.	3,0	n. b.	0,6	n. b.	4,7	n. b.	1,3	n. b.
BOD 22	2000_11	1,0	0,0	0,40	0,02	1,4	0,1	0,56	0,03	1,0	3,0	1,1	0,1	4,8	0,4	2,5	0,2
BOD 23	2000_09	1,0	0,1	0,47	0,03	1,7	0,1	0,57	0,03	1,5	3,0	2,5	0,2	5,8	0,5	0,3	0,0
BOD 23	2000_11	0,91	0,04	0,45	0,02	1,6	0,1	0,60	0,03	0,0	3,0	1,0	0,1	5,9	0,6	2,5	0,2
BOD 24a	2000_09	2,0	0,1	0,60	0,04	2,5	0,2	1,8	0,1	3,0	3,0	2,4	0,2	2,6	0,2	11,4	0,9
BOD 24b	2000_10	1,6	n. b.	0,59	n. b.	2,9	n. b.	1,8	n. b.	6,7	n. b.	0,9	n. b.	1,8	n. b.	10,1	n. b.
BOD 24b	2000_11	1,9	0,1	0,55	0,03	2,2	0,1	1,8	0,1	1,0	3,0	1,3	0,1	3,6	0,3	11,7	1,1
BOD 24b	2000_12	1,8	0,1	0,50	0,03	2,3	0,1	2,4	0,1	3,0	3,0	1,5	0,1	3,6	0,3	12,5	1,1
BOD 24	2001_05	1,6	0,2	0,11	0,23	1,9	0,4	2,0	0,1	4,9	3,0	0,6	0,5	0,8	0,6	11,6	4,4
BOD 24	2001_06	2,1	0,5	0,64	0,08	1,7	0,4	2,6	1,6	5,7	3,0	0,9	0,3	2,3	0,3	11,6	2,1
BOD 24	2001_08	2,2	0,2	0,75	0,20	1,7	0,4	1,9	1,6	4,6	3,0	0,7	0,3	2,2	0,3	10,7	2,1
BOD 24	2001_10	2,1	n. b.	0,67	n. b.	1,8	0,4	2,7	1,6	4,6	3,0	0,7	0,3	2,2	0,3	13,0	2,2
BOD 24	2002_02	1,9	0,1	0,62	0,04	1,9	0,2	2,1	0,3	0,0	3,0	0,6	0,3	2,3	0,3	16,5	5,2
BOD 25	2000_09	2,1	0,1	1,0	0,1	4,6	0,3	1,2	0,1	3,0	3,0	3,7	0,3	0,4	0,0	14,8	1,2
BOD 25	2000_10	1,7	n. b.	0,77	n. b.	5,2	n. b.	1,1	n. b.	9,1	n. b.	1,1	n. b.	0,8	n. b.	12,8	n. b.
BOD 25	2000_11	1,9	0,1	0,88	0,04	4,3	0,2	1,1	0,1	1,0	3,0	1,7	0,2	3,7	0,3	15,1	1,4
BOD 25	2000_12	1,8	0,1	0,71	0,04	4,7	0,2	1,2	0,1	1,0	3,0	1,7	0,2	3,4	0,3	15,8	1,5
BOD 25	2001_05	1,9	0,5	0,28	0,24	3,7	0,6	1,3	0,1	7,0	3,0	1,1	0,5	0,4	0,5	11,7	4,9
BOD 25	2001_06	2,0	0,1	0,70	0,08	3,2	0,5	1,3	0,4	4,6	3,0	1,4	0,2	0,4	0,3	13,3	2,5
BOD 25	2001_08	2,0	n. b.	0,69	n. b.	3,0	0,5	1,3	0,4	4,6	3,0	1,0	0,2	0,7	0,3	12,4	2,5
BOD 25	2001_10	2,0	n. b.	0,79	n. b.	3,2	0,5	1,5	0,4	4,6	3,0	1,3	0,2	0,5	0,3	14,1	3,1
BOD 25	2002_02	2,1	0,1	0,80	0,04	3,0	0,2	1,1	0,1	0,0	3,0	1,5	0,2	2,4	0,3	16,9	6,1
BOD 34	2000_09	0,80	0,05	0,54	0,03	2,2	0,1	0,72	0,04	3,0	3,0	1,9	0,2	6,6	0,5	1,3	0,1
BOD 34 a	2000_10	1,1	0,1	0,41	0,03	1,8	0,1	0,67	0,04	3,0	3,0	0,8	0,1	6,5	0,5	1,4	0,1
BOD 34 b	2000_10	0,85	0,05	0,38	0,02	1,6	0,1	0,76	0,05	3,0	3,0	0,8	0,1	6,8	0,6	1,1	0,1
BOD 34	2000_11	0,93	0,05	0,46	0,02	1,8	0,1	0,66	0,03	1,0	3,0	1,0	0,1	7,3	0,7	2,1	0,2
BOD 34	2000_12	1,1	0,1	0,39	0,02	2,0	0,1	0,71	0,04	1,5	3,0	1,1	0,1	7,8	0,7	2,3	0,2
BOD 34	2001_04	0,86	0,06	0,36	0,18	1,7	0,4	0,69	0,21	3,0	3,0	0,6	0,5	5,2	3,2	1,5	0,6
BOD 34	2001_05	1,1	0,0	0,42	0,08	1,9	0,4	0,86	0,18	6,1	3,0	0,3	0,2	5,7	0,6	0,8	0,5
BOD 34	2001_06	0,89	0,10	0,35	0,08	1,6	0,4	0,67	0,34	3,0	3,0	0,5	0,2	5,8	0,4	1,5	0,2
BOD 34	2001_08	1,1	0,1	0,58	0,20	1,8	0,4										

[Fortsetzung Anhang 13b: Hauptinhaltsstoffe]

Proben-Nr.	Jahr_Monat	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻	
		mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L	mg/L	SD mg/L
BOD 35	2000_11	0,88	0,04	0,05	0,00	0,71	0,03	0,46	0,02	0,0	3,0	1,1	0,1	2,2	0,2	1,8	0,2
BOD 35	2000_12																
BOD 35	2001_04	0,39	0,07	0,16	0,10	0,86	0,35	0,80	0,21	0,0	3,0	0,4	0,4	3,3	0,5	3,5	0,5
BOD 35	2001_05	0,29	0,02	0,02	0,07	1,0	0,4	0,69	0,11	2,8	3,0	0,2	0,2	2,3	0,5	1,8	0,6
BOD 35	2001_06	0,42	0,10	0,01	0,01	0,79	0,34	0,76	0,33	3,0	3,0	0,2	0,1	0,2	0,1	2,9	0,2
BOD 35	2001_08	0,65	0,10	0,03	0,10	0,40	0,27	0,39	0,27	2,5	3,0	0,7	0,2	0,2	0,1	1,0	0,2
BOD 35	2001_10	0,53	n. b.	0,20	n. b.	0,67	0,31	0,87	0,35	1,5	3,0	0,8	0,3	1,0	0,3	3,5	0,2
BOD 36	2000_10	2,3	0,2	0,63	0,04	2,7	0,2	1,8	0,1	6,1	3,0	1,2	0,1	3,5	0,3	11,5	0,9
BOD 36	2000_10	1,5	n. b.	0,67	n. b.	3,1	n. b.	1,5	n. b.	7,3	n. b.	0,9	n. b.	2,2	n. b.	9,1	n. b.
BOD 36	2000_11	2,0	0,1	0,64	0,03	2,6	0,1	1,7	0,1	3,0	3,0	1,4	0,1	4,5	0,4	11,5	1,0
BOD 36	2000_12	2,0	0,1	0,65	0,03	3,2	0,2	2,3	0,1	6,1	3,0	1,4	0,1	4,4	0,4	12,1	1,1
BOD 36	2001_04	2,2	0,6	0,87	0,17	2,6	0,4	2,0	0,2	9,1	3,0	1,1	0,5	2,8	0,5	8,4	3,7
BOD 36	2001_05	1,7	0,2	0,12	0,23	2,1	0,4	1,8	0,1	6,1	3,0	0,7	0,5	1,8	0,5	9,7	4,0
BOD 36	2001_06	2,0	0,1	0,75	0,08	1,9	0,4	2,0	0,4	9,1	3,0	2,0	1,5	2,5	0,3	5,7	n. b.
BOD 36	2001_08	2,3	0,1	0,96	0,10	1,9	0,4	2,6	1,6	11	3,0	1,0	0,2	3,1	0,3	9,7	2,0
BOD 36	2001_10	2,2	n. b.	0,76	n. b.	1,8	0,4	2,6	1,6	11	3,0	1,1	0,2	3,1	0,3	9,4	2,0
BOD 37	2000_10	2,7	0,2	1,0	0,1	12,4	0,0	33,0	2,0	0,0	3,0	5,7	0,5	0,7	0,1	728	56
BOD 37	2000_10	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	10,6	n. b.	n. b.	n. b.	0,0	n. b.	3,8	n. b.	0,5	n. b.	907	n. b.
BOD 37	2000_11	2,2	0,1	1,0	0,1	12,8	0,0	32,0	1,6	0,0	3,0	3,3	0,3	1,5	0,1	721	
BOD 37	2000_12	5,3	0,3	0,98	0,05	12,6	0,0	33,6	1,6	0,0	3,0	5,8	0,6	1,7	0,2	626	62
BOD 37	2001_04	1,6	0,4	1,1	0,1	7,6	0,3	20,7	2,2	0,0	3,0	2,5	0,5	0,5	0,6	449	6
BOD 37	2001_05	1,5	0,2	0,43	0,24	10,3	0,2	28,4	1,1	0,0	3,0	2,1	0,4	0,4	0,1	677	13
BOD 37	2001_06	1,8	0,1	0,94	0,09	12,1	0,3	29,1	5,0	0,0	3,0	0,6	0,2	0,3	0,1	790	1
BOD 37	2001_08	2,0	0,1	1,1	0,1	13,3	0,2	36,0	25,6	0,0	3,0	2,9	2,1	1,5	0,1	906	75
BOD 37	2001_10	1,5	n. b.	1,2	n. b.	11,5	0,2	34,3	25,0	0,0	3,0	15,4	2,6	1,2	0,3	991	300
BOD 38	2000_10	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	11,9	n. b.	n. b.	n. b.	0,0	n. b.	15,3	n. b.	1,8	n. b.	585	n. b.
BOD 38	2000_11	4,6	0,2	1,6	0,1	15,7	0,1	23,1	1,1	0,0	3,0	6,5	0,6	3,0	0,3	524	n. b.
BOD 38	2000_12	6,8	0,3	1,5	0,1	13,6	0,1	27,3	1,3	0,0	3,0	9,2	0,9	2,8	0,3	553	55
BOD 38	2001_04	7,2	0,6	1,5	0,2	7,2	0,4	11,0	2,3	0,0	3,0	18,8	0,4	3,1	0,5	241	7
BOD 38	2001_05	6,8	0,2	0,49	0,06	7,5	0,3	14,7	0,6	0,0	3,0	15,7	1,4	1,3	0,4	372	4
BOD 38	2001_05	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
BOD 38	2001_06	5,3	0,7	1,5	0,1	5,8	0,3	17,7	3,6	0,0	3,0	1,3	0,2	0,3	0,1	427	5
BOD 38	2001_08	5,4	0,1	1,9	0,1	17,1	0,4	27,0	21,1	0,0	3,0	10,8	0,2	0,9	1,3	633	50
BOD 38	2001_10	6,5	n. b.	1,8	n. b.	11,8	0,3	20,3	17,1	0,0	3,0	22,6	5,9	2,8	0,3	519	143
BOD 38	2002_02	6,9	0,1	1,7	0,0	6,5	0,4	10,7	0,6	0,0	3,0	14,1	3,1	4,3	0,3	262	8
BOD 39	2000_10	3,4	0,2	0,52	0,03	1,2	0,1	0,67	0,04	12	3,0	1,3	0,1	1,1	0,1	1,5	0,1
BOD 40	2000_11																
BOD 40	2000_12																
BOD 40	2001_04	31,2	6,5	0,49	0,19	0,23	0,19	0,04	0,02	12	3,0	39,1	2,8	0,8	0,5	1,4	0,6
BOD 40	2001_06	0,21	0,10	0,42	0,08	2,2	0,4	1,1	0,4	0,0	3,0	39,8	n. b.	3,9	0,3	2,9	0,2
BOD 40	2001_10	21,8	n. b.	0,75	n. b.	2,0	0,4	1,0	0,4	3,0	3,0	35,4	3,0	5,4	0,3	2,8	0,2
BOD 41	2000_10	3,4	0,2	0,56	0,03	1,6	0,1	0,80	0,05	12	3,0	1,2	0,1	2,0	0,2	2,4	0,2
BOD 42	2000_10	0,71	0,05	0,27	0,02	2,3	0,2	0,52	0,03	3,0	3,0	0,6	0,0	4,5	0,3	3,4	0,3
BOD 42	2000_11	0,73	0,04	0,29	0,01	2,4	0,1	0,49	0,02	1,0	3,0	1,2	0,1	4,8	0,4	3,8	0,3
BOD 42	2000_12	0,93	0,05	0,27	0,01	2,7	0,1	0,58	0,03	3,0	3,0	0,9	0,1	4,8	0,4	4,3	0,4
BOD 42	2001_04	0,83	0,06	0,39	0,17	2,5	0,4	0,55	0,05	5,0	3,0	0,6	0,5	4,2	0,6	2,6	0,5
BOD 42	2001_05	0,70	0,02	0,07	0,18	2,4	0,4	0,71	0,11	5,7	3,0	0,4	0,4	3,2	0,5	2,3	0,6
BOD 42	2001_06	0,85	0,10	0,37	0,08	2,1	0,4	0,69	0,32	4,6	3,0	0,4	0,2	4,1	0,3	2,8	0,2
BOD 42	2001_08	0,82	0,10	0,36	0,10	1,8	0,4	0,67	0,31	3,0	3,0	0,5	0,2	4,0	0,3	3,2	0,2
BOD 42	2001_10	0,82	n. b.	0,37	n. b.	2,0	0,4	0,70	0,32	4,6	3,0	0,4	0,2	4,2	0,3	2,9	0,2
BOD 43	2000_10	0,78	0,05	0,28	0,02	1,3	0,1	0,62	0,04	0,0	3,0	0,7	0,1	4,9	0,4	2,3	0,2
BOD 43	2000_11	1,5	0,1	0,30	0,01	1,3	0,1	0,66	0,03	1,0	3,0	1,8	0,2	2,4	0,2	3,9	0,3
BOD 43	2000_12	1,0	0,0	0,27	0,01	1,4	0,1	0,67	0,03	0,0	3,0	1,2	0,1	5,6	0,6	3,0	0,3
BOD 43	2001_04	0,86	0,06	0,36	0,16	1,4	0,4	0,61	0,06	3,0	3,0	0,4	0,5	4,6	0,6	1,9	0,6
BOD 43	2001_05	0,71	0,02	0,06	0,16	1,4	0,4	0,86	0,11	4,6	3,0	0,4	0,4	3,8	0,6	1,7	0,6
BOD 43	2001_06	0,87	0,10	0,36	0,08	1,1	0,4	0,77	0,33	1,5	3,0	0,4	0,2	4,8	0,3	2,2	0,2
BOD 43	2001_08	0,86	0,10	0,34	0,10	1,2	0,4	0,76	0,33	1,5	3,0	0,5	0,2	4,9	0,3	2,1	0,2
BOD 43	2001_10	0,82	n. b.	0,33	n. b.	1,1	0,4	0,76	0,33	1,5	3,0	0,4	0,2	4,7	0,3	2,2	0,2
BOD 43	2002_02	0,86	0,08	0,35	0,04	1,2	0,2	0,60	0,03	0,5	3,0	0,4	0,2	4,8	0,3	3,2	0,2
BOD 44	2000_10	1,4	0,1	0,47	0,03	1,6	0,1	0,70	0,04	3,0	3,0	0,9	0,1	3,7	0,3	4,5	0,3
BOD 45	2000_10	3,2	0,2	0,79	0,05	1,8	0,1	0,85	0,05	10	3,0	2,5	0,2	1,8	0,1	3,8	0,3
BOD 45	2000_11	2,5	0,1	0,78	0,04	1,7	0,1	0,72	0,04	8,0	3,0	1,8	0,1	2,8	0,2	2,9	0,2
BOD 46	2000_10	3,2	0,2	0,60	0,04	1,3	0,1	0,66	0,04	12	3,0	1,2	0,1	0,0	0,0	3,2	0,3
BOD 46	2000_11	2,5	0,1	0,61	0,03	1,2	0,1	0,52	0,03	5,0	3,0	1,6	0,1	2,0	0,2	3,9	0,3
BOD 46	2000_12	3,5	0,2	0,57	0,03	1,5	0,1	0,68	0,03	9,1	3,0	1,5	0,1	1,7	0,2	3,8	0,3
BOD 46	2001_04	2,7	0,6	0,70	0,18	1,5	0,4	0,80	0,21	9,1	3,0	1,0	0,5	0,4	0,5	4,2	0,5
BOD 46	2001_05	2,2	0,2	0,13	0,24	1,2	0,4	0,74	0,11	9,1	3,0	0,8	0,5	0,1	0,2	2,9	0,5
BOD 46	2001_06	2,7	0,2	0,70	0,08	1,4	0,4	0,82	0,34	11	3,0	1,0	0,2	0,4	0,2	3,5	0,2
BOD 46	2001_08	2,7	0,1	0,70	0,10	0,94	0,36	0,73	0,32	9,1	3,0	1,0	0,2	0,1	0,1	3,1	0,2
BOD 46	2001_10	2,8	n. b.	0,75	n. b.	0,84	0,36	0,65	0,34	6,1	3,0	1,3	0,2	0,9	0,3	3,8	0,2
BOD 47	2000_10	2,3	n. b.	0,59	n. b.	2,7	n. b.	1,1	n. b.	15	n. b.	1,4	n. b.	1,9	n. b.	1,4	n. b.
BOD 47	2000_11	2,5	0,1	0,58	0,03	1,9	0,1	1,0	0,1	9,1	3,0	1,8	0,2	3,9	0,3	2,9	0,2
BOD 47	2000_12	3,6	0,2	0,55	0,03	2,2	0,1	1,2	0,1	14	3,0	1,8	0,2	3,5	0,3	2,6	0,2
BOD 47	2001_04	2,7	0,6	0,64	0,19	1,9	0,4	1,2	0,2	15	3,0	1,3	0,5	1,7	0,5	2,0	0,6
BOD 47	2001_05	2,6	0,2	0,24	0,23	1,9	0,4	1,3	0,1	15	3,5	0,9	0,5	1,4	0,5	1,3	0,6
BOD 47	2001_06	2,7	0,2	0,63	0,08	1,8	0,4	1,3	0,4	14	3,0	1,6	0,2	2,0	0,3	2,0	0,2
BOD 47	2001_08	2,9	0,1	0,76	0,10	1,6	0,4	1,5	0,4	15	3,0	1,3	0,2	2,2	0,3	1,7	0,2
BOD 47	2001_10	2,7	n. b.	0,6													

[Fortsetzung Anhang 13b: Hauptinhaltsstoffe]

Proben-Nr.	Jahr_Monat	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻	
		mg/L	SD_Na ⁺ mg/L	mg/L	SD_K ⁺ mg/L	mg/L	SD_Ca ²⁺ mg/L	mg/L	SD_Mg ²⁺ mg/L	mg/L	SD_HCO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_Cl ⁻ mg/L	mg/L	SD_NO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_SO ₄ ²⁻ mg/L
BOD 48	2000_10	3,4	0,2	0,62	0,04	2,8	0,2	1,4	0,1	6,1	3,0	1,5	0,1	2,0	0,2	12,4	1,0
BOD 49	2000_10	3,1	n. b.	0,80	n. b.	3,5	n. b.	1,3	n. b.	11	n. b.	1,5	n. b.	2,0	n. b.	9,4	n. b.
BOD 49	2000_11	5,3	0,3	0,74	0,04	2,4	0,1	1,2	0,1	9,1	3,0	1,7	0,1	4,1	0,3	11,8	1,0
BOD 49	2000_12	4,5	0,2	0,74	0,04	2,9	0,1	1,4	0,1	6,1	3,0	1,6	0,1	3,8	0,3	11,5	1,0
BOD 49	2001_04	3,2	0,7	0,85	0,16	2,5	0,4	1,3	0,2	9,1	3,0	1,3	0,5	1,2	0,6	8,0	4,1
BOD 49	2001_05	3,8	0,1	0,17	0,24	1,8	0,4	1,5	0,1	5,7	3,5	0,9	0,5	1,1	0,6	11,4	4,4
BOD 49	2001_06	2,9	0,3	0,81	0,08	2,0	0,4	1,5	0,4	6,1	3,0	1,1	0,2	2,0	0,3	10,7	2,0
BOD 49	2001_08	3,4	n. b.	0,92	n. b.	1,7	0,4	1,6	0,4	7,6	3,0	1,2	0,2	2,1	0,3	10,0	2,0
BOD 49	2001_10	3,5	n. b.	0,91	n. b.	1,9	0,4	1,7	0,4	6,1	3,0	1,5	2,6	3,4	0,3	10,4	3,8
BOD 50	2000_10	2,3	n. b.	0,81	n. b.	3,9	n. b.	1,6	n. b.	7,9	n. b.	1,2	n. b.	3,2	n. b.	11,8	n. b.
BOD 50	2000_11	2,5	0,1	0,81	0,04	3,1	0,1	1,7	0,1	3,0	3,0	1,3	0,1	4,6	0,4	12,8	1,2
BOD 50	2000_12	3,4	0,2	0,74	0,04	3,2	0,2	1,9	0,1	3,0	3,0	1,6	0,1	5,2	0,5	15,4	1,4
BOD 50	2001_04	2,5	0,6	0,87	0,16	2,9	0,5	1,7	0,2	6,1	3,0	1,3	0,5	2,4	0,5	12,7	4,6
BOD 50	2001_05	3,2	0,1	0,18	0,24	2,6	0,4	1,7	0,1	6,1	3,0	0,8	0,5	2,1	0,5	13,5	4,8
BOD 50	2001_06	2,6	0,2	0,86	0,08	2,4	0,4	1,8	0,4	7,0	3,0	1,0	0,2	2,5	0,3	11,8	2,2
BOD 50	2001_08	2,5	n. b.	0,86	n. b.	2,3	0,4	1,7	1,5	4,6	3,0	1,0	0,2	3,0	0,3	12,0	2,3
BOD 50	2001_10	2,6	n. b.	0,90	n. b.	2,3	0,4	2,4	1,5	9,1	3,0	1,0	0,2	3,0	0,3	12,0	2,3
BOD 48-50	2001_06	2,9	0,3	0,84	0,08	2,2	0,4	1,7	0,4	7,0	3,0	1,1	0,2	1,7	0,3	11,3	2,1
BOD 48-50	2001_08	3,1	n. b.	0,87	n. b.	1,9	0,4	1,8	0,4	7,6	3,0	1,2	0,2	2,1	0,3	10,7	2,1
BOD 48-50	2002_02	3,1	0,1	0,80	0,04	2,1	0,2	1,5	0,1	3,1	3,0	1,2	0,2	2,0	0,3	16,4	5,2
BOD 51	2000_10	2,8	n. b.	0,61	n. b.	2,9	n. b.	0,84	n. b.	15	n. b.	1,2	n. b.	1,5	n. b.	2,4	n. b.
BOD 51	2000_11	2,8	0,2	0,55	0,03	2,1	0,1	0,83	0,04	9,1	3,0	1,4	0,1	3,0	0,3	3,2	0,3
BOD 51	2000_12	4,6	0,2	0,56	0,03	2,4	0,1	0,92	0,05	15	3,0	1,5	0,1	3,2	0,3	3,7	0,3
BOD 51	2001_04	3,7	0,7	0,74	0,18	2,0	0,4	1,1	0,2	15	3,0	0,8	0,5	1,6	0,5	3,0	0,5
BOD 51	2001_05	3,8	0,1	0,13	0,24	1,5	0,4	1,0	0,1	14	3,0	0,1	0,1	2,0	0,5	3,5	0,5
BOD 51	2001_06	3,1	0,3	0,60	0,08	1,4	0,4	1,1	0,4	12	3,0	1,0	0,2	1,7	0,3	3,2	0,2
BOD 51	2001_08	3,1	n. b.	0,66	n. b.	1,1	0,4	0,93	0,35	11	3,0	1,1	0,2	1,5	0,3	2,6	0,2
BOD 51	2001_10	3,3	n. b.	0,66	n. b.	1,1	0,4	1,0	0,4	12	3,0	1,1	0,2	1,8	0,3	2,9	0,2
BOD 51	2002_02	3,3	0,1	0,65	0,04	1,3	0,2	0,95	0,06	10	3,0	1,1	0,2	3,1	0,3	3,9	0,2
BOD 52	2000_10	2,3	0,1	0,52	0,03	1,5	0,1	0,71	0,04	9,1	3,0	1,3	0,1	3,3	0,3	0,9	0,1
BOD 52	2000_10	1,7	n. b.	0,55	n. b.	2,1	n. b.	0,69	n. b.	7,9	n. b.	1,2	n. b.	2,9	n. b.	0,7	n. b.
BOD 53	2000_10	2,2	n. b.	0,58	n. b.	3,0	n. b.	1,0	n. b.	16	n. b.	1,3	n. b.	2,1	n. b.	0,8	n. b.
BOD 53	2000_11	2,8	0,2	0,56	0,03	2,2	0,1	1,0	0,0	12	3,0	1,4	0,1	3,4	0,3	1,6	0,2
BOD 53	2000_12	3,4	0,2	0,53	0,03	2,4	0,1	1,1	0,1	12	3,0	1,7	0,2	3,9	0,3	1,8	0,2
BOD 53	2001_04	2,6	0,6	0,65	0,18	2,3	0,4	1,1	0,2	15	3,0	1,2	0,5	2,3	0,5	1,1	0,5
BOD 53	2001_05	3,0	0,2	0,14	0,24	1,9	0,4	1,1	0,1	14	3,0	1,5	0,5	2,7	0,5	1,1	0,5
BOD 53	2001_06	2,6	0,2	0,63	0,08	1,7	0,4	1,2	0,4	14	3,0	1,2	0,2	2,2	0,3	1,2	0,2
BOD 53	2001_08	2,5	0,1	0,69	0,10	1,6	0,4	1,2	0,4	14	3,0	1,3	0,2	2,8	0,3	0,9	0,2
BOD 53	2001_10	2,6	n. b.	0,65	n. b.	1,4	0,4	1,0	0,4	12	3,0	1,4	0,2	2,5	0,3	1,0	0,2
BOD 53	2002_02	2,6	0,1	0,63	0,04	1,8	0,2	1,1	0,1	12	3,0	1,5	0,2	3,0	0,3	2,1	0,2
BOD 54	2000_11	2,1	0,1	0,57	0,03	1,4	0,1	0,57	0,03	3,0	3,0	1,8	0,1	5,2	0,4	2,6	0,2
BOD 54	2000_12	2,0	0,1	0,56	0,03	1,7	0,1	0,75	0,04	6,1	3,0	1,7	0,2	5,1	0,5	2,0	0,2
BOD 54	2001_04	2,3	0,6	0,68	0,18	1,7	0,4	0,76	0,20	9,1	3,0	1,2	0,5	3,2	0,6	1,0	0,6
BOD 54	2001_05	2,9	0,2	0,13	0,24	1,4	0,4	0,69	0,11	9,1	3,0	1,3	0,5	3,6	0,6	1,2	0,6
BOD 54	2001_06	2,4	0,6	0,65	0,08	1,7	0,4	1,0	0,3	11	3,0	1,2	0,2	3,1	0,3	1,6	0,2
BOD 54	2001_08	2,2	n. b.	0,68	n. b.	1,3	0,4	0,78	0,33	7,6	3,0	1,3	0,2	3,4	0,3	1,1	0,2
BOD 54	2001_10	2,4	n. b.	0,71	n. b.	1,3	0,4	0,81	0,34	9,1	3,0	1,2	0,2	3,2	0,3	1,3	0,2
BOD 52-54	2001_08	2,4	0,1	0,76	0,10	1,6	0,4	1,1	0,4	12	3,0	1,1	0,2	2,8	0,3	0,9	0,2
BOD 55	2000_10	1,3	n. b.	0,52	n. b.	2,6	n. b.	1,0	n. b.	9,1	n. b.	1,0	n. b.	3,6	n. b.	1,7	n. b.
BOD 55	2000_11	1,4	0,1	0,44	0,02	1,7	0,1	0,91	0,05	3,0	3,0	1,4	0,1	4,7	0,4	3,0	0,2
BOD 55	2000_12	1,5	0,1	0,43	0,02	2,0	0,1	1,1	0,1	6,1	3,0	1,4	0,1	4,4	0,4	2,8	0,3
BOD 56	2000_10	1,7	n. b.	0,63	n. b.	2,7	n. b.	0,75	n. b.	4,9	n. b.	0,9	n. b.	5,5	n. b.	4,4	n. b.
BOD 56	2000_11	1,7	0,1	0,62	0,03	1,8	0,1	0,71	0,04	3,0	3,0	1,3	0,1	3,6	0,3	5,3	0,5
BOD 56	2000_12	1,7	0,1	0,56	0,03	2,0	0,1	0,79	0,04	3,0	3,0	1,3	0,1	3,7	0,3	5,7	0,5
BOD 55-56	2001_05	1,5	0,0	0,54	0,08	1,4	0,4	1,2	2,0	11	3,0	0,8	0,3	1,6	0,3	2,0	0,2
BOD 57	2000_10	8,6	n. b.	3,8	n. b.	23,4	n. b.	5,8	n. b.	21	n. b.	28,8	n. b.	53,9	n. b.	6,8	n. b.
BOD 57	2000_11	8,7	0,4	3,7	0,2	25,0	1,2	6,3	0,3	20	3,0	27,3	2,6	57,8	5,5	7,6	0,7
BOD 57	2000_12	10,8	0,5	3,5	0,2	26,4	1,3	7,0	0,3	24	3,0	33,0	3,0	61,8	5,6	8,3	0,7
BOD 57	2001_04	5,6	0,7	3,5	1,8	16,0	3,6	4,4	0,3	15	3,0	10,8	1,4	53,4	5,7	8,1	3,6
BOD 57	2001_05	6,9	0,2	1,2	1,0	26,0	4,2	5,4	0,2	21	3,0	15,9	1,0	65,1	7,3	8,1	3,6
BOD 57	2001_06	8,2	0,6	3,9	n. b.	19,5	3,8	4,6	3,4	21	3,0	3,0	0,2	77,3	n. b.	1,2	0,2
BOD 57	2001_08	8,8	n. b.	4,4	n. b.	22,9	4,0	8,4	3,4	23	3,0	24,2	9,9	74,4	1,7	7,9	1,9
BOD 57	2001_10	8,6	n. b.	4,2	n. b.	20,8	3,8	6,0	3,3	21	3,0	22,3	5,6	58,7	3,9	9,2	1,9
BOD 57	2002_02	5,9	0,1	3,1	0,3	19,3	1,9	4,7	0,3	15	3,0	15,6	2,3	21,7	3,5	24,3	4,3
BOD 58	2000_12	8,4	0,4	0,69	0,03	1,6	0,1	0,59	0,03	3,0	3,0	12,0	1,1	5,5	0,5	2,2	0,2
BOD 58	2001_04	22,9	6,3	1,1	0,1	2,1	0,4	0,77	0,21	3,0	3,0	36,5	2,2	4,1	0,6	1,5	0,6
BOD 58	2001_05	10,7	0,6	0,33	0,22	1,9	0,4	0,66	0,10	3,0	3,0	18,5	0,4	4,2	0,6	1,4	0,6
BOD 58	2001_06	8,8	0,5	0,76	0,08	1,2	0,4	0,50	0,04	3,0	3,0	11,9	2,1	4,4	0,3	1,6	0,2
BOD 58	2001_08	8,1	n. b.	0,85	n. b.	1,2	0,4	0,55	0,32	3,0	3,0	12,4	2,3	4,2	0,3	1,2	0,2
BOD 58	2001_10	10,6	n. b.	0,98	n. b.	1,4	0,4	0,65	0,34	6,1	3,0	16,2	3,3	3,9	0,3	1,2	0,2
BOD 58	2002_02	14,9	0,8	1,0	0,0	2,0	0,2	0,85	0,06	3,0	3,0	24,5	10,5	4,1	0,3	2,4	0,2
BOD 60	2001_04	9,0	3,7	0,86	0,14	8,4	3,6	1,7	0,2	12	3,0	23,8	2,2	3,0	0,5	5,2	0,6
BOD 61	2001_04	10,8	3,7	0,89	0,15	10,1	3,6	1,9	0,2	12	3,0	27,9	2,2	3,0	0,5	5,2	0,7
BOD 62	2001_04	4,1	0,7	0,95	0,12	4,7	0,8	1,5	0,2	9,1	3,0	8,1	1,5	4,2	0,6	7,4	3,4
BOD 62	2001_05	4,0	0,1	0,20	0,23	3,9	0,7	1,5	0,1	9,1	3,0	6,5	1,6	4,3	0,6	5,6	2,9
BOD 63	2001_04	12,0	3,9	0,95	0,14	4,6	0,7	2,0	0,2	0,0	3,0	27,9	2,2	3,0	0,5	5,3	0,7

[Fortsetzung Anhang 13b: Hauptinhaltsstoffe]

Proben-Nr.	Jahr_Monat	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻		
		mg/L	SD_Na ⁺ mg/L	mg/L	SD_K ⁺ mg/L	mg/L	SD_Ca ²⁺ mg/L	mg/L	SD_Mg ²⁺ mg/L	mg/L	SD_HCO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_Cl ⁻ mg/L	mg/L	SD_NO ₃ ⁻ mg/L	mg/L	SD_SO ₄ ²⁻ mg/L	
BOD 66	2000_09	0,85	0,06	0,39	0,03	0,50	0,03	0,33	0,02	0,0	3,0	2,1	0,2	1,2	0,1	3,7	0,3	
BOD 71	2001_08	5,0	0,1	2,0	0,1	12,6	0,3	7,6	3,3	0,0	3,0	13,0	2,4	5,7	0,4	119	0	
BOD 71	2001_10	5,4	0,3	2,3	0,3	6,2	0,3	52,5	31,5	0,0	3,0	149	2	5,3	0,3	90,0	0,9	
BOD 71	2002_02	5,4	0,1	1,8	0,0	5,7	0,4	5,3	0,3	0,0	3,0	14,0	3,0	5,2	0,3	106	2	
BOD 72	2001_08	6,2	n. b.	3,1	n. b.	8,9	0,4	29,1	19,6	0,0	3,0	15,8	4,3	2,2	5,5	515	197	
BOD 73	2001_08	3,1	0,1	1,5	0,1	6,8	0,6	4,6	2,4	0,0	3,0	0,8	0,3	0,3	0,2	55,8	4,9	
BOD 74	2001_08	0,71	0,10	2,1	0,1	4,3	0,6	0,79	0,30	0,0	3,0	0,2	0,2	1,5	0,3	16,7	5,2	
BOD 75	2001_10	1,6	n. b.	1,6	n. b.	7,3	0,1	43,6	28,7	0,0	3,0	144	n. b.	10,6	4,7	1676	1260	
BOD 76	2001_10	1,7	n. b.	1,3	n. b.	12,5	0,2	46,1	29,6	0,0	3,0	144	n. b.	14,9	5,0	1834	74	
REG 26	2000_09	3,6	0,2	0,80	0,05	3,2	0,2	2,0	0,1	12	3,0	8,3	0,7	2,7	0,2	2,4	0,2	
REG 26	2000_10	4,5	0,3	0,77	0,05	2,8	0,2	2,3	0,1	21	3,0	3,6	0,3	2,9	0,2	2,5	0,2	
REG 27	2000_09	4,0	0,2	0,64	0,04	3,8	0,2	3,2	0,2	27	3,0	3,1	0,2	5,1	0,4	3,3	0,2	
REG 27	2000_10	4,6	0,3	0,57	0,03	3,0	0,2	2,9	0,2	24	3,0	1,3	0,1	5,1	0,4	2,9	0,2	
REG 28	2000_09	4,4	0,3	0,97	0,06	5,1	0,3	2,8	0,2	31	3,0	3,3	0,2	3,5	0,3	4,2	0,3	
REG 28	2000_10	5,1	0,3	0,87	0,05	3,9	0,2	3,0	0,2	31	3,0	1,3	0,1	3,3	0,3	3,7	0,3	
REG 28	2002_02	4,0	0,1	1,2	0,0	2,7	0,2	3,1	0,3	41	3,0	1,1	0,2	3,7	0,3	4,6	0,3	
REG 29	2000_09	5,8	0,3	2,2	0,1	17,5	1,0	8,0	0,5	9,1	3,0	56,5	4,5	1,5	0,1	1,1	0,1	
REG 29	2000_10	6,8	0,4	2,0	0,1	19,0	1,1	8,8	0,5	12	3,0	64,7	4,8	1,8	0,1	1,2	0,1	
REG 29	2002_02	6,8	0,1	0,97	0,04	25,1	1,9	11,6	0,7	12	3,0	77,0	n. b.	2,3	0,3	1,9	0,2	
REG 30	2000_09	5,6	0,4	1,2	0,1	4,2	0,3	2,9	0,2	6,1	3,0	31,0	3,1	0,4	0,0	0,9	0,1	
REG 30	2000_10	5,1	0,3	1,1	0,1	3,4	0,2	2,9	0,2	12	3,0	16,2	1,3	0,9	0,1	1,3	0,1	
REG 30	2002_02	4,3	0,1	2,6	0,1	3,3	0,2	3,6	0,3	11	3,0	15,3	3,8	1,4	0,3	1,8	0,2	
REG 31	2000_09	17,1	1,0	3,2	0,2	42,5	2,5	24,0	1,4	9,1	3,0	167	13	2,9	0,2	1,0	0,1	
REG 31	2000_10	18,7	1,1	5,4	0,3	43,2	2,6	26,0	1,6	9,1	3,0	173	14	3,0	0,2	1,0	0,1	
REG 32	2000_09	2,4	0,2	0,70	0,05	2,1	0,1	1,1	0,1	3,0	3,0	7,6	0,6	2,1	0,2	1,7	0,1	
REG 32	2000_10	3,2	0,2	0,65	0,04	1,7	0,1	1,1	0,1	9,1	3,0	3,0	0,3	2,0	0,2	3,2	0,3	
REG 33	2000_09	2,1	0,1	0,59	0,04	1,4	0,1	0,71	0,04	9,1	3,0	2,6	0,2	0,5	0,0	1,2	0,1	
REG 33	2000_10	3,1	0,2	0,59	0,04	1,1	0,1	0,80	0,05	12	3,0	1,2	0,1	0,6	0,1	1,1	0,1	
tieferes Grundwasser NO-Bayern																		
RÖ5A	1998_04	25,9	n. b.	2,1	n. b.	32,6	n. b.	17,3	n. b.	36	n. b.	108	n. b.	11,2	n. b.	8,1	n. b.	
BW22	2000_09	6,9	n. b.	1,7	n. b.	17,0	n. b.	8,2	n. b.	39	n. b.	28,3	n. b.	11,9	n. b.	13,9	n. b.	
BW39	2000_09	6,3	n. b.	1,8	n. b.	6,9	n. b.	1,2	n. b.	8,7	n. b.	3,0	n. b.	14,2	n. b.	21,1	n. b.	
Q6139/1	1997	229	n. b.	6,4	n. b.	88,8	n. b.	5,6	n. b.	371	n. b.	168	n. b.	0,4	n. b.	207	n. b.	
Q6140/1	1997	13,4	n. b.	3,1	n. b.	27,4	n. b.	13,5	n. b.	15	n. b.	51,0	n. b.	65,4	n. b.	19,6	n. b.	

Anhang 13c: Mittelwerte und vorherrschender Wassertyp

Proben-Bez.	MW_Na ⁺ (mg/L)	MW_K ⁺ (mg/L)	MW_Ca ²⁺ (mg/L)	MW_Mg ²⁺ (mg/L)	MW_HCO ₃ ⁻ (mg/L)	MW_Cl ⁻ (mg/L)	MW_NO ₃ ⁻ (mg/L)	MW_SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Kationen_Typ (vorherrschend)	Anionen_Typ (vorherrschend)	Bemerkung
BOD 01	5,30	1,04	4,62	2,21	7,32	13,27	8,86	4,18	Ca-Na	HCO ₃ -Cl	
BOD 02	1,87	0,54	1,73	1,21	7,40	2,58	3,98	0,98	Mg-Ca	HCO ₃ -NO ₃ /Cl	
BOD 03-05	1,36	0,43	1,54	1,00	5,70	1,37	3,59	1,93	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	auch NO ₃ -SO ₄ kommt vor
BOD 07	0,93	0,61	1,43	0,73	2,55	0,94	3,26	3,41	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	einmal NO ₃ -SO ₄
BOD 08	0,92	0,49	1,40	0,79	3,85	0,95	3,07	2,44	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	auch NO ₃ -HCO ₃ kommt vor
BOD 10	0,86	0,40	1,63	0,54	3,00	0,76	4,27	1,62	Ca-Mg/Na	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 11	14,94	3,67	27,02	11,86	16,47	23,40	4,14	102,01	Ca-Mg	SO ₄ -HCO ₃	
BOD 12	0,98	0,33	1,16	0,58	2,13	0,89	4,33	1,29	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	auch NO ₃ kommt vor
BOD 14-15	1,32	0,44	2,44	0,84	5,22	0,90	2,67	5,06	Ca-Mg	HCO ₃ -SO ₄	NO ₃ teilw. reduziert?
BOD 17	0,99	0,41	1,42	0,85	0,93	0,73	5,63	3,93	Ca-Mg	NO ₃ -SO ₄	auch HCO ₃ -NO ₃ kommt vor
BOD 19	1,59	0,70	4,88	1,78	18,70	1,18	5,29	2,48	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 20-22	0,95	0,38	1,46	0,58	2,55	0,94	4,80	1,38	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	auch NO ₃ -HCO ₃ kommt vor
BOD 24	1,91	0,56	2,11	2,11	3,73	1,08	2,37	12,11	Mg-Ca	HCO ₃ -SO ₄	auch SO ₄ -NO ₃ /HCO ₃ kommt vor
BOD 25	1,93	0,74	3,87	1,24	3,88	1,61	1,40	14,11	Ca-Mg	SO ₄ /HCO ₃	
BOD 34	0,96	0,44	1,79	0,72	3,14	0,83	6,41	1,46	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 35	0,53	0,08	0,73	0,66	1,62	0,67	1,39	2,38	Mg-Ca	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 36	2,03	0,67	2,43	2,03	7,59	1,20	3,10	9,68	Mg-Ca	HCO ₃ -SO ₄	
BOD 37	2,31	0,98	11,57	30,88	0,00	4,68	0,93	754,98	Mg-Ca	HCO ₃ -SO ₄	
BOD 38	6,18	1,50	10,78	18,96	0,00	12,70	2,26	457,38	Mg-Ca	SO ₄ -Cl	
BOD 40	17,74	0,55	1,49	0,73	5,08	38,09	3,35	2,34	Na	Cl	
BOD 42	0,80	0,30	2,27	0,61	3,74	0,61	4,24	3,17	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	auch NO ₃ -SO ₄ kommt vor
BOD 43	0,91	0,29	1,26	0,70	1,52	0,69	4,52	2,51	Ca/Mg	HCO ₃ /NO ₃	auch NO ₃ -SO ₄ kommt vor
BOD 46	2,78	0,59	1,24	0,70	8,82	1,16	0,70	3,54	Na-Ca/Mg	HCO ₃ -SO ₄	NO ₃ reduziert?
BOD 47	2,77	0,59	1,88	1,28	13,68	1,46	2,40	2,07	Na-Mg	HCO ₃ -NO ₃ (Cl)	
BOD 49	3,65	0,75	2,31	1,45	7,17	1,32	2,42	11,06	Na-Ca/Mg	HCO ₃ -SO ₄	auch SO ₄ -HCO ₃ kommt vor
BOD 50	2,70	0,75	2,83	1,82	5,87	1,15	3,26	12,75	Mg-Ca	HCO ₃ -SO ₄	auch SO ₄ -HCO ₃ kommt vor
BOD 48-50	3,20	0,75	2,52	1,63	6,58	1,25	2,68	11,80	Na-Ca/Mg	HCO ₃ -SO ₄	auch SO ₄ -HCO ₃ kommt vor
BOD 51	3,39	0,57	1,78	0,96	12,65	1,03	2,17	3,16	Na-Ca	HCO ₃ -SO ₄	auch Na-Mg kommt vor
BOD 53	2,71	0,56	2,04	1,11	13,46	1,38	2,77	1,30	Na-Ca	HCO ₃ -NO ₃	auch Na-Mg kommt vor
BOD 54	2,33	0,57	1,49	0,77	7,84	1,37	3,82	1,53	Na-Ca	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 52-54	2,48	0,57	1,79	0,94	10,80	1,35	3,19	1,31	Na-Ca	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 55-56	1,54	0,53	2,01	0,92	5,71	1,14	3,88	3,57	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃	
BOD 57	8,01	3,46	22,15	5,84	20,27	20,10	58,23	9,06	Ca-Mg	HCO ₃ -NO ₃ (Cl)	auch HCO ₃ -SO ₄ kommt vor (BOD 56)
BOD 58	12,07	0,82	1,62	0,65	3,49	18,84	4,34	1,64	Na	Cl	Sommer NO ₃ , Winter Cl
BOD 71	5,17	1,93	9,16	6,44	0,00	13,47	5,44	112,62	Mg-Ca	SO ₄	
BOD 72	6,15	3,10	8,90	29,10	0,00	15,84	2,22	514,50	Mg-Ca	SO ₄	
BOD 73	3,08	1,48	6,81	4,55	0,00	0,77	0,29	55,79	Mg-Ca	SO ₄	
BOD 74	0,71	2,09	4,34	0,79	0,00	0,17	1,53	16,73	Ca-Mg	SO ₄	
BOD 75	1,60	1,56	7,30	43,60	0,00	143,70	10,62	1676,00	Mg-Ca	SO ₄	
BOD 76	1,72	1,32	12,46	46,10	0,00	144,10	14,91	1834,00	Mg-Ca	SO ₄	
Tiefäres Grundwasser NO-Bayern											
BW22	6,94	1,69	16,95	8,19	39,05	28,30	11,94	13,88	Ca-Mg	HCO ₃ -Cl	
BW39	6,30	1,78	6,89	1,22	8,66	2,96	14,21	21,15	Ca-Na	HCO ₃ -SO ₄	
Q6139/1	228,50	6,40	88,80	5,60	371,00	167,50	0,43	207,00	Na-Ca	HCO ₃ -Cl-SO ₄	
Q6140/1	13,40	3,10	27,40	13,50	15,00	51,00	65,40	19,60	Ca-Mg	Cl-NO ₃	
REG 26-28	4,32	0,84	3,51	2,75	26,80	3,15	3,74	3,36	Mg-Na	HCO ₃ -Cl	auch HCO ₃ -NO ₃ kommt vor
REG 29-31	8,77	2,33	19,78	10,96	10,19	75,10	1,78	1,27	Ca-Mg	Cl-(HCO ₃)	Mg-Na bei REG 30
RÖ5A	25,90	2,10	32,60	17,30	36,00	108,00	11,20	8,10	Ca-Mg	Cl-HCO ₃	

[Fortsetzung Anhang 13d: Nebeninhaltsstoffe – Teil 1]

Proben-Nr.	Jahr_Monat	SiO ₂		NO ₂ ⁻		PO ₄ ³⁻		F		Br ⁻		Al _{tot}		Fe _{tot}		Mn _{tot}		
		mg/L	SD_SiO ₂ mg/L	mg/L	SD_NO ₂ ⁻ mg/L	mg/L	SD_PO ₄ ³⁻ mg/L	mg/L	SD_F mg/L	mg/L	SD_Br ⁻ mg/L	mg/L	SD_Al _{tot} mg/L	mg/L	SD_Fe _{tot} mg/L	mg/L	SD_Mn _{tot} mg/L	
BOD 66	2000_09	4,5	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
BOD 71	2001_08	21,1	1,0	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	9,4	n. b.	<0,1	n. b.	0,81	n. b.	
BOD 71	2001_10	24,1	0,2	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	9,4	n. b.	<0,1	n. b.	0,79	n. b.	
BOD 71	2002_02	n. b.	n. b.	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	0,2	0,1	<0,1	n. b.	8,5	n. b.	0,13	0,11	0,71	0,10	
BOD 72	2001_08	40,3	1,0	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	28,4	n. b.	59,4	n. b.	3,0	n. b.	
BOD 73	2001_08	19,2	1,0	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	1,4	n. b.	0,13	n. b.	0,20	n. b.	
BOD 74	2001_08	1,8	1,0	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,27	n. b.	<0,03	n. b.	<0,17	n. b.	
BOD 75	2001_10	74,6	0,2	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	72,1	n. b.	458	n. b.	4,3	n. b.	
BOD 76	2001_10	82,7	0,2	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	73,3	n. b.	486	n. b.	5,6	n. b.	
Regen																		
REG 26	2000_09	20,2	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 26	2000_10	24,5	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 27	2000_09	25,8	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 27	2000_10	29,5	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 28	2000_09	25,8	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 28	2000_10	28,8	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 28	2002_02	n. b.	n. b.	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	0,2	0,1	<0,1	n. b.	<0,25	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 29	2000_09	16,6	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 29	2000_10	17,9	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 29	2002_02	n. b.	n. b.	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,07	n. b.	<0,1	n. b.	<0,25	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 30	2000_09	16,7	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 30	2000_10	22,1	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 30	2002_02	n. b.	n. b.	<0,1	n. b.	<0,3	n. b.	<0,07	n. b.	<0,1	n. b.	<0,25	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 31	2000_09	19,0	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 31	2000_10	20,9	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 32	2000_09	26,2	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 32	2000_10	20,3	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
REG 33	2000_09	13,5	0,2	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<1,10	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	
REG 33	2000_10	18,8	0,0	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	<0,1	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	
tieferees Grundwasser NO-Bayern																		
RÖ5A	1998_04	12,2	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0,11	n. b.	0,08	n. b.	n. b.	n. b.	
BW22	2000_09	22,1	n. b.	<0,1	n. b.	0,2	n. b.	0,0	n. b.	0,1	n. b.	<0,01	n. b.	0,03	n. b.	<0,02	n. b.	
BW39	2000_09	12,3	n. b.	0,2	n. b.	0,5	n. b.	0,0	n. b.	0,0	n. b.	0,01	n. b.	0,12	n. b.	0,89	n. b.	
Q6139/1	1997	12,8	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0,02	n. b.	2,7	n. b.	n. b.	n. b.	
Q6140/1	1997	12,8	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0,02	n. b.	<0,03	n. b.	n. b.	n. b.	

Anhang 14: Analysengüte der Wasserproben

Proben-Nr.	Jahr_Monat	abs. Fehler (mmoleq/L)	rel. Fehler (%)
BOD 01	2000_09	-0,231	-27,84
BOD 01	2000_10	-0,026	-3,65
BOD 01	2000_11	-0,050	-7,85
BOD 01	2000_12	-0,038	-4,41
BOD 01	2001_05	-0,043	-6,50
BOD 01	2001_06	0,004	0,61
BOD 01	2001_08	-0,054	-7,78
BOD 01	2001_10	-0,002	-0,38
BOD 01	2002_02	n. b.	n. b.
BOD 02	2000_09	-0,001	-0,44
BOD 02	2000_10	0,005	1,76
BOD 02	2000_11	0,005	2,30
BOD 02	2000_12	0,001	0,37
BOD 02	2001_05	-0,004	-1,22
BOD 02	2001_06	0,014	4,69
BOD 02	2001_08	0,016	6,07
BOD 02	2001_10	-0,019	-6,17
BOD 02	2002_02	n. b.	n. b.
BOD 03	2000_09	0,012	5,38
BOD 03-05	2001_06	0,003	1,29
BOD 03-05	2001_08	0,011	5,73
BOD 03-05	2001_10	-0,013	-5,99
BOD 03-05	2002_02	n. b.	n. b.
BOD 04	2000_09	0,011	4,80
BOD 04	2000_10	0,004	1,65
BOD 04	2000_12	-0,006	-2,48
BOD 04	2001_05	0,001	0,49
BOD 05	2000_09	-0,018	-6,94
BOD 05	2000_10	0,000	-0,19
BOD 05	2000_12	-0,006	-2,27
BOD 05	2001_05	-0,005	-2,36
BOD 06	2000_09	-0,016	-7,68
BOD 06	2000_10	-0,002	-1,11
BOD 07	2000_09	-0,006	-2,94
BOD 07	2000_10	0,003	1,69
BOD 07	2000_11	-0,009	-5,60
BOD 07	2000_12	-0,006	-2,63
BOD 07	2001_05	-0,004	-1,94
BOD 07	2001_06	-0,008	-4,74
BOD 07	2001_08	-0,009	-4,27
BOD 07	2001_10	-0,002	-1,25
BOD 07	2002_02	0,004	1,97
BOD 08	2000_09	0,000	0,19
BOD 08	2000_10	0,005	2,48
BOD 08	2000_11	-0,011	-5,71
BOD 08	2000_12	0,000	-0,09
BOD 08	2001_05	-0,008	-4,56
BOD 08	2001_06	-0,006	-3,13
BOD 08	2001_08	0,002	1,13
BOD 08	2001_10	0,000	0,22
BOD 08	2002_02	n. b.	n. b.
BOD 09	2000_09	-0,008	-4,63
BOD 09	2000_10	-0,004	-2,04
BOD 09	2000_11	-0,007	-4,48
BOD 10	2000_09	0,006	3,37
BOD 10	2000_10	0,005	2,58
BOD 10	2000_11	-0,008	-4,53
BOD 10	2000_12	0,002	0,86
BOD 10	2001_05	0,004	2,34
BOD 10	2001_06	-0,008	-5,00
BOD 10	2001_08	-0,005	-2,53
BOD 10	2001_10	0,000	0,08
BOD 10	2002_02	0,003	2,21
BOD 11	2001_06	-0,042	-1,36
BOD 11	2001_08	-0,248	-6,84
BOD 11	2001_10	-0,049	-1,43
BOD 11	2002_02	-0,184	-8,90
BOD 11a	2001_06	-0,154	-5,03
BOD 12	2000_09	0,006	3,84
BOD 12	2000_10	0,004	2,23
BOD 12	2000_11	-0,001	-0,39
BOD 12	2000_12	0,005	3,09

Proben-Nr.	Jahr_Monat	abs. Fehler (mmoleq/L)	rel. Fehler (%)
BOD 12	2001_05	0,010	6,52
BOD 12	2001_06	-0,006	-3,50
BOD 12	2001_08	-0,012	-7,73
BOD 12	2001_10	-0,007	-4,34
BOD 12	2002_02	-0,001	-0,51
BOD 13	2000_09	0,003	2,19
BOD 13	2000_10	-0,002	-1,12
BOD 14	2000_09	-0,013	-4,68
BOD 14	2000_12	0,003	1,03
BOD 14	2001_05	-0,002	-1,22
BOD 14	2001_06	-0,017	-6,65
BOD 14	2001_08	-0,018	-6,65
BOD 14	2001_10	-0,004	-1,49
BOD 14	2002_02	n. b.	n. b.
BOD 15	2000_09	-0,025	-9,88
BOD 15	2000_10	0,091	31,62
BOD 15	2001_05	-0,001	-0,39
BOD 15	2001_08	-0,014	-5,72
BOD 15	2002_02	n. b.	n. b.
BOD 16	2000_09	-0,026	-10,28
BOD 16	2000_10	-0,001	-0,34
BOD 17	2000_09	-0,045	-22,19
BOD 17	2000_10	0,000	-0,19
BOD 17	2000_11	0,006	2,77
BOD 17	2000_12	-0,011	-5,20
BOD 17	2001_05	0,010	4,73
BOD 17	2001_06	0,002	0,80
BOD 17	2001_08	-0,016	-7,70
BOD 17	2001_10	-0,014	-6,78
BOD 17	2002_02	-0,062	-36,33
BOD 18	2000_09	0,004	1,66
BOD 18	2000_10	-0,003	-1,12
BOD 19	2000_09	0,004	0,69
BOD 19	2000_10	-0,013	1,94
BOD 19	2000_11		
BOD 19	2000_12		
BOD 19	2001_04	0,012	2,86
BOD 19	2001_05	-0,012	-3,20
BOD 19	2001_06	-0,028	-6,83
BOD 19	2001_08	-0,011	-2,35
BOD 19	2001_10	0,026	6,59
BOD 20	2000_09	-0,020	-9,70
BOD 20	2000_10	0,013	7,10
BOD 20-22	2000_12	0,010	5,34
BOD 20-22	2000_11	-0,006	-3,73
BOD 20-22	2001_05	-0,004	-2,30
BOD 20-22	2001_06	-0,006	-3,56
BOD 20-22	2001_08	0,005	3,04
BOD 20-22	2001_10	0,000	0,21
BOD 20-22	2002_02	0,001	0,70
BOD 21	2000_09	-0,015	-8,39
BOD 21	2000_11	0,001	0,61
BOD 22	2000_09	-0,010	-5,73
BOD 22	2000_10	0,003	1,79
BOD 22	2000_11	-0,007	-3,95
BOD 23	2000_09	-0,005	-2,86
BOD 23	2000_11	0,004	2,47
BOD 24a	2000_09	-0,021	-5,44
BOD 24b	2000_10	0,005	1,40
BOD 24b	2000_11	0,000	0,13
BOD 24b	2000_12	-0,006	-1,55
BOD 24	2001_05	-0,017	-4,90
BOD 24	2001_06	0,009	2,23
BOD 24	2001_08	0,000	-0,11
BOD 24	2001_10	0,014	3,54
BOD 24	2002_02	-0,033	-8,84
BOD 25	2000_09	-0,026	-5,71
BOD 25	2000_10	-0,016	-3,47
BOD 25	2000_11	-0,024	-5,54
BOD 25	2000_12	-0,022	-5,11
BOD 25	2001_05	-0,017	-4,41
BOD 25	2001_06	-0,024	-6,35

Proben-Nr.	Jahr_Monat	abs. Fehler (mmoleq/L)	rel. Fehler (%)
BOD 25	2001_08	-0,010	-2,67
BOD 25	2001_10	-0,022	-5,58
BOD 25	2002_02	-0,081	-20,62
BOD 34	2000_09	-0,018	-7,98
BOD 34 a	2000_10	-0,003	-1,48
BOD 34 b	2000_10	-0,019	-9,71
BOD 34	2000_11	-0,010	-4,86
BOD 34	2000_12	-0,013	-5,66
BOD 34	2001_04	0,005	2,64
BOD 34	2001_05	0,006	2,72
BOD 34	2001_06	-0,004	-1,95
BOD 34	2001_08	0,003	1,53
BOD 34	2001_10	-0,016	-8,61
BOD 35	2000_10	0,000	0,41
BOD 35	2000_11	0,008	7,69
BOD 35	2000_12		
BOD 35	2001_04	-0,007	-5,06
BOD 35	2001_05	-0,005	-3,94
BOD 35	2001_06	0,000	-0,29
BOD 35	2001_08	-0,003	-3,41
BOD 35	2001_10	-0,005	-3,99
BOD 36	2000_10	-0,030	-7,15
BOD 36	2000_10	n. b.	n. b.
BOD 36	2000_11	-0,029	-7,43
BOD 36	2000_12	-0,008	-1,65
BOD 36	2001_04	0,006	1,43
BOD 36	2001_05	-0,020	-5,78
BOD 36	2001_06	-0,004	-1,02
BOD 36	2001_08	-0,014	-3,16
BOD 36	2001_10	-0,026	-5,96
BOD 37	2000_10	0,459	2,95
BOD 37	2000_10	n. b.	n. b.
BOD 37	2000_11	-11,737	-126,73
BOD 37	2000_12	0,572	4,23
BOD 37	2001_04	-0,094	-1,00
BOD 37	2001_05	0,613	4,24
BOD 37	2001_06	-1,119	-7,03
BOD 37	2001_08	-0,677	-3,63
BOD 37	2001_10	-4,283	-22,60
BOD 38	2000_10	n. b.	n. b.
BOD 38	2000_11	-8,226	-116,87
BOD 38	2000_12	-0,427	-3,68
BOD 38	2001_04	0,239	4,17
BOD 38	2001_05	0,435	5,15
BOD 38	2001_06	n. b.	n. b.
BOD 38	2001_08	-1,087	-8,39
BOD 38	2001_10	-3,468	-35,55
BOD 38	2002_02	-0,395	-6,91
BOD 39	2000_10	-0,010	-3,70
BOD 40	2000_11		
BOD 40	2000_12		
BOD 40	2001_04	0,042	3,09
BOD 40	2001_06	-1,020	-138,71
BOD 40	2001_10	-0,042	-3,61
BOD 41	2000_10	-0,010	-3,06
BOD 42	2000_10	-0,010	-5,02
BOD 42	2000_11	-0,009	-4,37
BOD 42	2000_12	-0,016	-6,70
BOD 42	2001_04	-0,006	-2,82
BOD 42	2001_05	0,008	3,82
BOD 42	2001_06	-0,006	-2,79
BOD 42	2001_08	-0,004	-1,91
BOD 42	2001_10	-0,014	-6,65
BOD 43	2000_10	0,011	7,07
BOD 43	2000_11	0,002	1,32
BOD 43	2000_12	-0,012	-6,56
BOD 43	2001_04	-0,009	-5,12
BOD 43	2001_05	-0,011	-6,40
BOD 43	2001_06	0,002	1,54
BOD 43	2001_08	0,006	3,47
BOD 43	2001_10	0,003	2,07

[Fortsetzung Anhang 14: Analysengüte der Wasserproben]

Proben-Nr.	Jahr_Monat	abs. Fehler (mmoleq/L)	rel. Fehler (%)
BOD 43	2002_02	-0,010	-6,54
BOD 44	2000_10	-0,019	-8,48
BOD 45	2000_10	-0,030	-8,98
BOD 45	2000_11	-0,014	-5,08
BOD 46	2000_10	-0,025	-8,68
BOD 46	2000_11	-0,015	-6,45
BOD 46	2000_12	-0,003	-0,97
BOD 46	2001_04	0,009	3,11
BOD 46	2001_05	-0,015	-6,43
BOD 46	2001_06	-0,009	-3,39
BOD 46	2001_08	-0,005	-1,90
BOD 46	2001_10	0,006	2,72
BOD 47	2000_10	-0,006	-1,72
BOD 47	2000_11	-0,023	-7,46
BOD 47	2000_12	-0,005	-1,36
BOD 47	2001_04	-0,026	-7,60
BOD 47	2001_05	-0,001	-0,41
BOD 47	2001_06	-0,011	-3,12
BOD 47	2001_08	-0,006	-1,69
BOD 47	2001_10	-0,023	-6,50
BOD 47	2002_02	-0,009	-2,83
BOD 48	2000_10	-0,014	-3,21
BOD 49	2000_10	-0,011	-2,50
BOD 49	2000_11	-0,035	-7,05
BOD 49	2000_12	0,025	5,46
BOD 49	2001_04	0,028	7,39
BOD 49	2001_05	0,011	3,04
BOD 49	2001_06	-0,017	-4,36
BOD 49	2001_08	-0,011	-2,88
BOD 49	2001_10	-0,007	-1,71
BOD 50	2000_10	-0,011	-2,51
BOD 50	2000_11	-0,008	-1,94
BOD 50	2000_12	-0,015	-2,99
BOD 50	2001_04	-0,021	-4,89
BOD 50	2001_05	-0,024	-5,64
BOD 50	2001_06	-0,027	-6,43
BOD 50	2001_08	-0,020	-5,06
BOD 50	2001_10	-0,026	-5,60
BOD 48-50	2001_06	-0,011	-2,81
BOD 48-50	2001_08	-0,016	-3,83
BOD 48-50	2002_02	-0,074	-17,54
BOD 51	2000_10	-0,005	-1,50
BOD 51	2000_11	0,009	3,08
BOD 51	2000_12	-0,009	-2,08
BOD 51	2001_04	0,008	2,25
BOD 51	2001_05	-0,007	-2,28
BOD 51	2001_06	-0,008	-2,57
BOD 51	2001_08	0,000	0,11
BOD 51	2001_10	-0,024	-7,72
BOD 51	2002_02	-0,026	-8,29
BOD 52	2000_10	-0,015	-6,09
BOD 52	2000_10	0,023	9,91
BOD 53	2000_10	0,002	0,71
BOD 53	2000_11	0,006	1,72
BOD 53	2000_12	0,024	6,54
BOD 53	2001_04	-0,009	-2,59
BOD 53	2001_05	-0,014	-4,36
BOD 53	2001_06	-0,010	-3,04
BOD 53	2001_08	-0,019	-5,87
BOD 53	2001_10	-0,012	-4,21
BOD 53	2002_02	-0,024	-7,39
BOD 54	2000_11	-0,017	-7,36
BOD 54	2000_12	-0,024	-9,34
BOD 54	2001_04	0,007	2,82
BOD 54	2001_05	-0,011	-4,09
BOD 54	2001_06	0,004	1,44
BOD 54	2001_08	0,004	1,55
BOD 54	2001_10	-0,010	-4,03
BOD 52-54	2001_08	0,003	1,11
BOD 55	2000_10	0,007	2,58
BOD 55	2000_11	0,000	-0,17
BOD 55	2000_12	-0,003	-1,20
BOD 56	2000_10	-0,001	-0,48
BOD 56	2000_11	-0,018	-7,12
BOD 56	2000_12	-0,012	-4,66
BOD 55-56	2001_05	-0,014	-5,59

Proben-Nr.	Jahr_Monat	abs. Fehler (mmoleq/L)	rel. Fehler (%)
BOD 57	2000_10	0,481	20,04
BOD 57	2000_11	0,051	2,30
BOD 57	2000_12	-0,048	-1,96
BOD 57	2001_04	-0,090	-5,82
BOD 57	2001_05	0,056	2,73
BOD 57	2001_06	0,099	5,63
BOD 57	2001_08	-0,094	-3,95
BOD 57	2001_10	-0,103	-4,96
BOD 57	2002_02	0,141	8,75
BOD 58	2000_12	-0,013	-2,46
BOD 58	2001_04	0,013	1,07
BOD 58	2001_05	-0,043	-6,61
BOD 58	2001_06	0,016	3,15
BOD 58	2001_08	-0,012	-2,48
BOD 58	2001_10	-0,030	-4,83
BOD 58	2002_02	-0,013	-1,54
BOD 60	2001_04	-0,054	-5,42
BOD 61	2001_04	0,008	0,72
BOD 62	2001_04	-0,034	-5,82
BOD 62	2001_05	-0,025	-4,88
BOD 63	2001_04	-0,008	-0,86
BOD 63	2001_05	-0,029	-3,03
BOD 64	2001_05	-0,006	-3,96
BOD 65	2001_05	0,005	2,81
BOD 66	2000_09	-0,055	-43,43
BOD 71	2001_08	-0,190	-6,67
BOD 71	2001_10	-0,015	-0,24
BOD 71	2002_02	-1,685	-91,28
BOD 72	2001_08	-1,215	-11,47
BOD 73	2001_08	-0,072	-6,21
BOD 74	2001_08	-0,002	-0,61
BOD 75	2001_10	-1,216	-3,16
BOD 76	2001_10	-2,561	-6,21
Regen			
REG 26	2000_09	-0,031	-6,07
REG 26	2000_10	-0,003	-0,58
REG 27	2000_09	-0,042	-6,36
REG 27	2000_10	0,024	4,11
REG 28	2000_09	-0,038	-5,32
REG 28	2000_10	0,021	3,04
REG 28	2002_02	0,074	2,96
REG 29	2000_09	0,049	2,68
REG 29	2000_10	-0,058	-2,85
REG 29	2002_02	0,032	4,62
REG 30	2000_09	-0,276	-32,10
REG 30	2000_10	-0,040	-5,85
REG 30	2002_02	-0,262	-35,88
REG 31	2000_09	-0,021	-0,43
REG 31	2000_10	0,155	3,00
REG 32	2000_09	-0,013	-3,97
REG 32	2000_10	-0,005	-1,37
REG 33	2000_09	-0,023	-9,39
REG 33	2000_10	0,004	1,59
tieferes Grundwasser NO-Bayern			
RÖSA	1998_04	n. b.	n. b.
BW22	2000_09	n. b.	n. b.
BW39	2000_09	n. b.	n. b.
Q6139/1	1997	n. b.	n. b.
Q6140/1	1997	n. b.	n. b.

Anhang 15: Farbkarten

Anhang 15a: Digitales Geländemodell

Anhang 15b: Landnutzung

Anhang 15c: Messstellen zu Niederschlag, Klima, Boden und Wasser

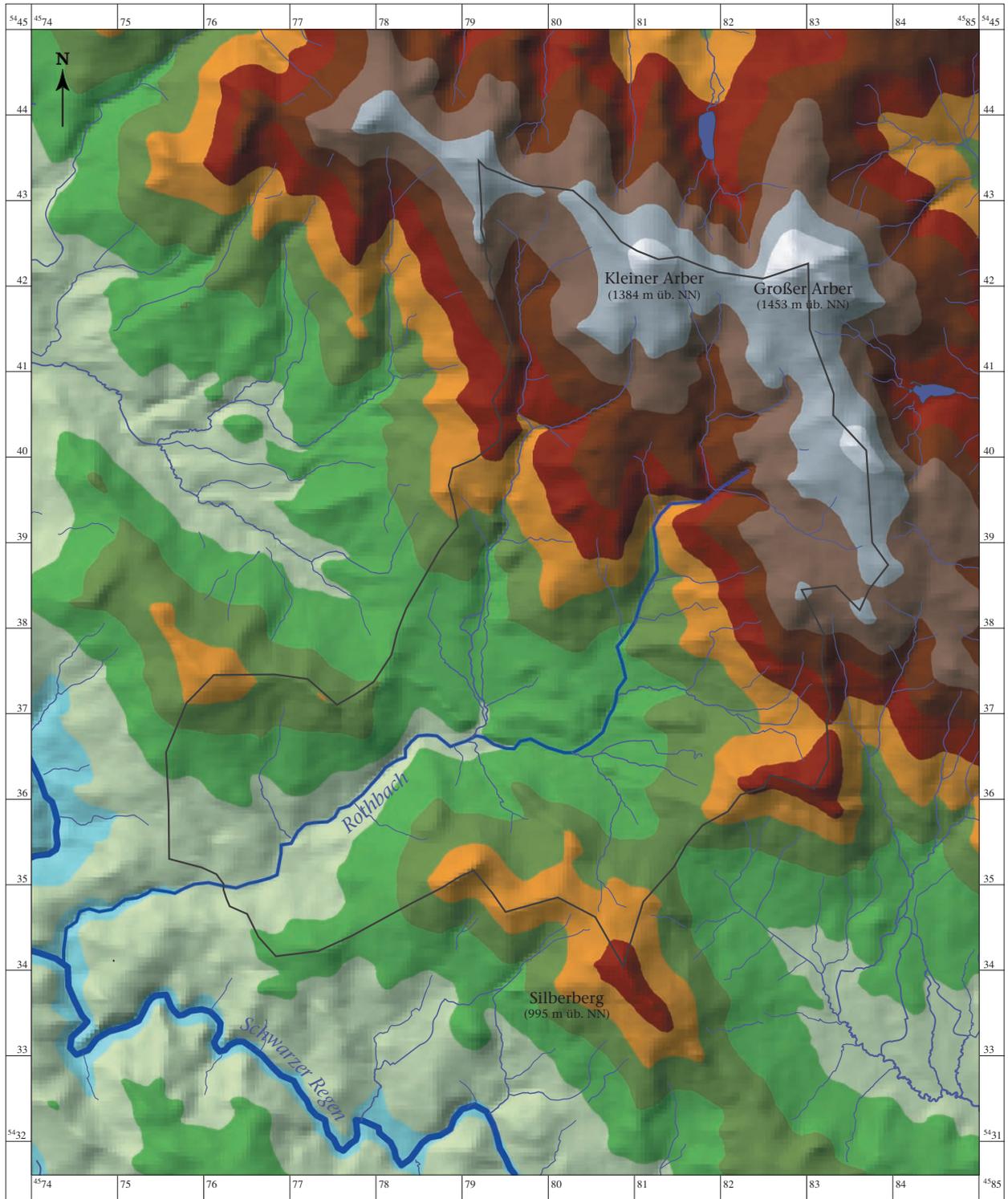
Anhang 15d: Umfeld des ehemaligen Bergwerks am Silberberg

Anhang 15e: »Vulnerability map« zur Versauerungs-Gefahr, mit pH-Werten des Grundwassers

Anhang 15f: Zonierung der Böden und Verbreitung des Solifluktions-Schutts (rechnerisch)

Anhang 15g: Zonierung des Grundwassers und vorherrschendes Anion

Anhang 15a: Digitales Geländemodell

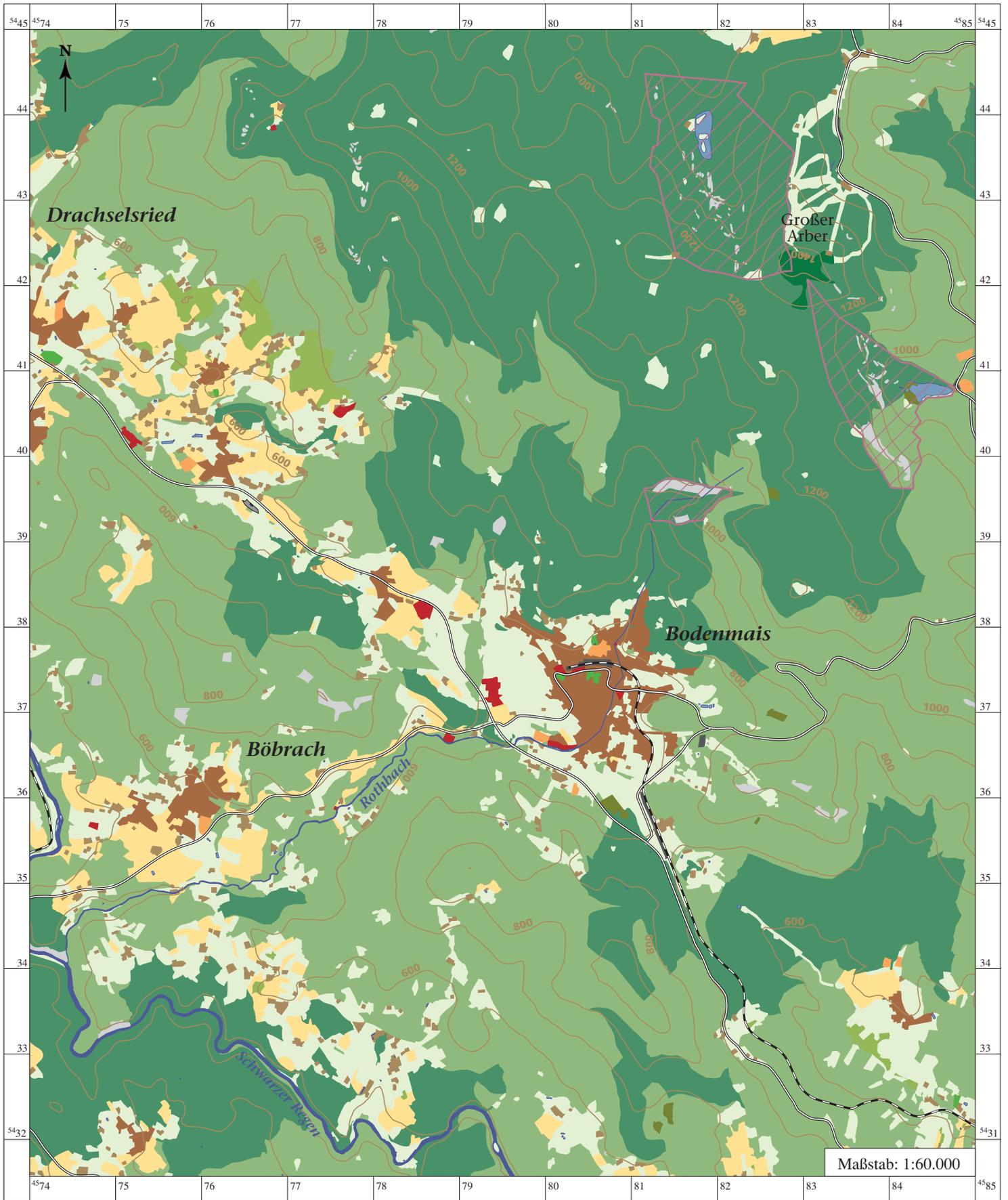


- | | |
|---|---|
|  < 500 m über NN |  900 – 1000 m über NN |
|  500 – 600 m über NN |  1000 – 1100 m über NN |
|  600 – 700 m über NN |  1100 – 1200 m über NN |
|  700 – 800 m über NN |  1200 – 1300 m über NN |
|  800 – 900 m über NN |  > 1300 m über NN |



-  Fluss, Bach
-  untersuchtes Einzugsgebiet

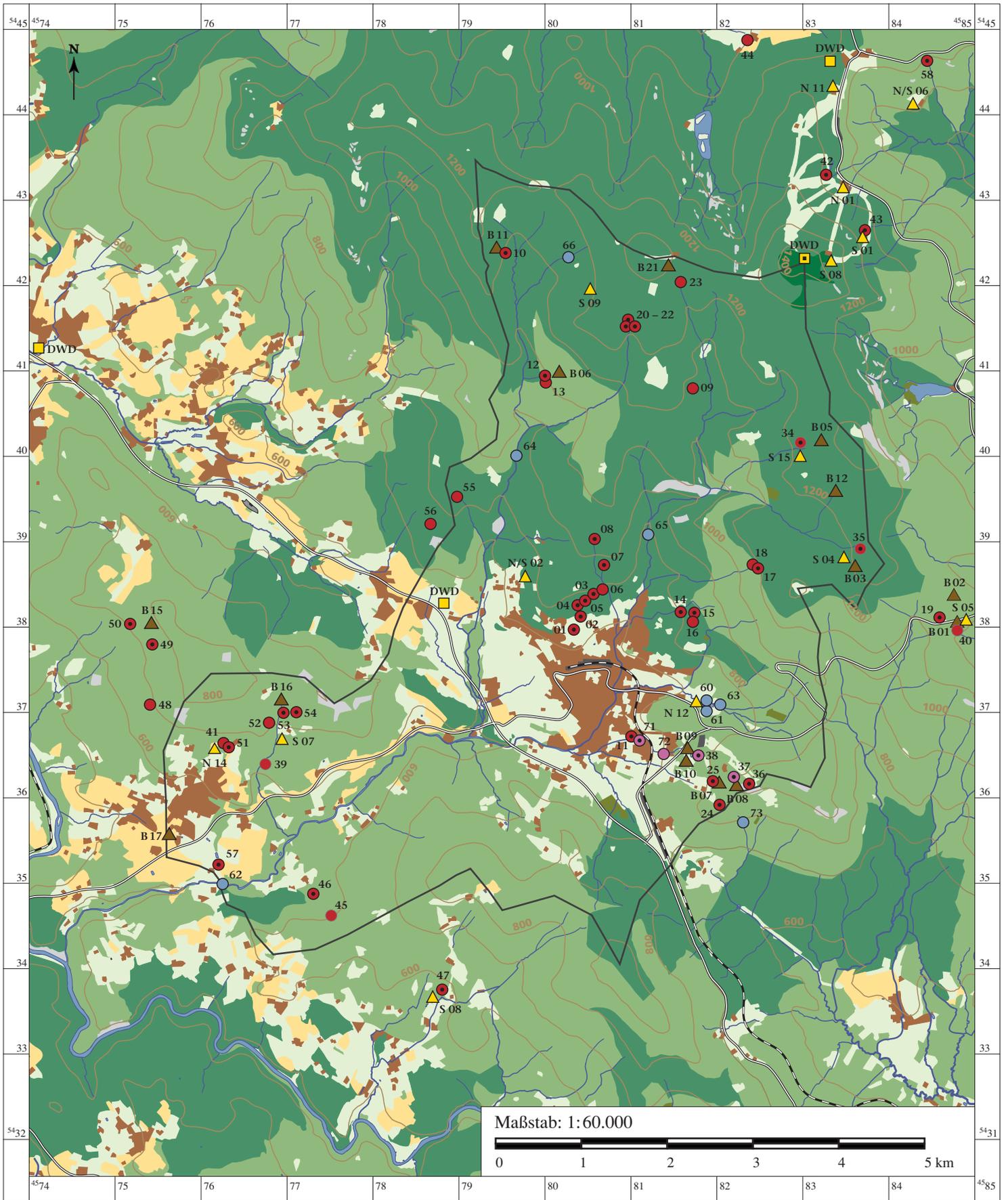
Anhang 15b: Landnutzung



Maßstab: 1:60.000

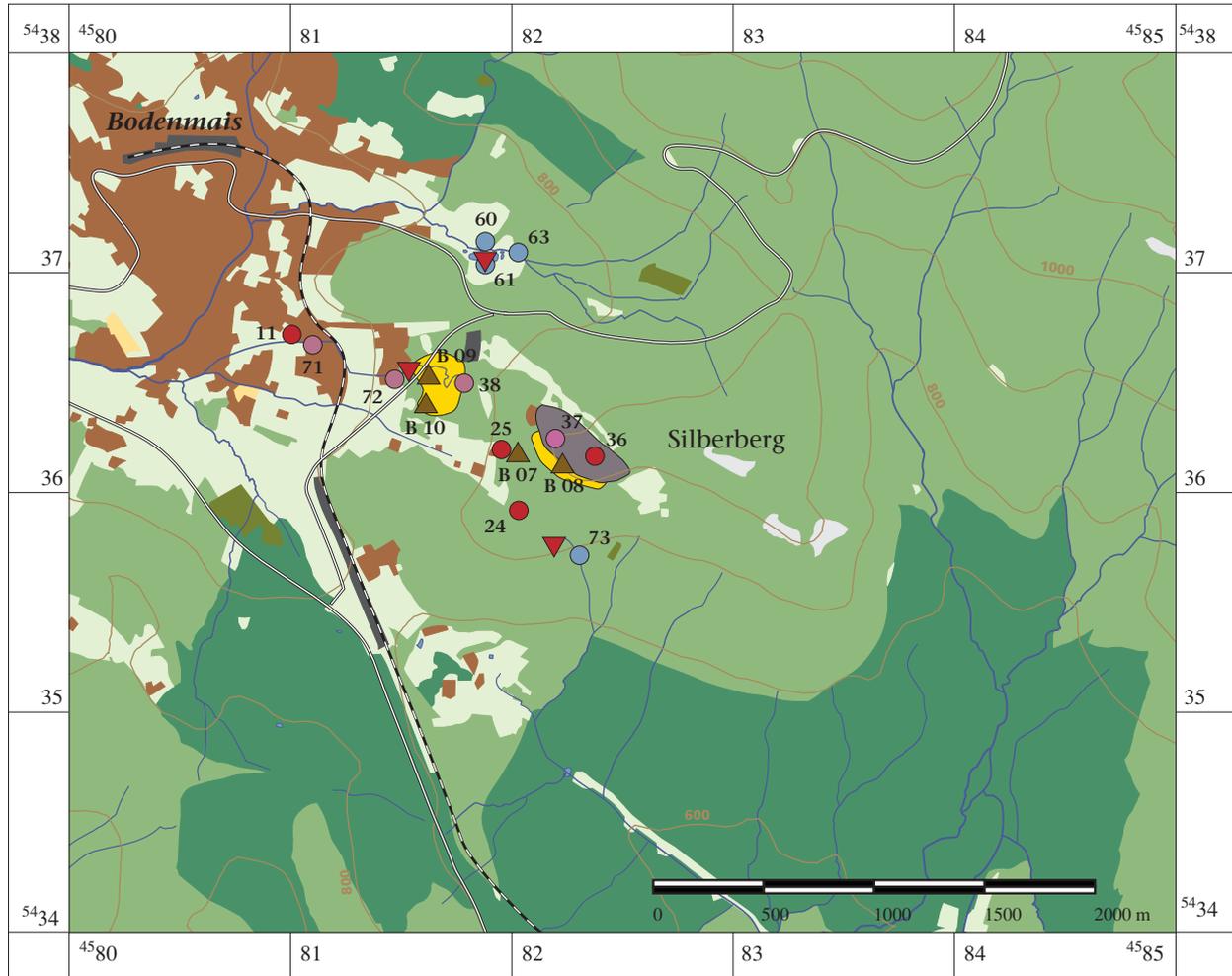
- | | | | |
|---|---|--|---|
|  Nadelwald |  Grünland |  geschlossene Bebauung |  Steinbruch |
|  Laubwald |  Gebüsch |  gemischte Nutzung |  Verkehrsfläche |
|  Mischwald |  Moor |  Industrie- und Handelsfläche |  Naturschutzgebiet |
|  Ackerland |  Gewässer |  städt. Grünlandfläche |  Staatsstraße |
|  Felsen |  Flusslauf |  Freizeit- und Sportfläche |  Eisenbahn |

Anhang 15c: Messstellen zu Niederschlag, Klima, Boden und Wasser



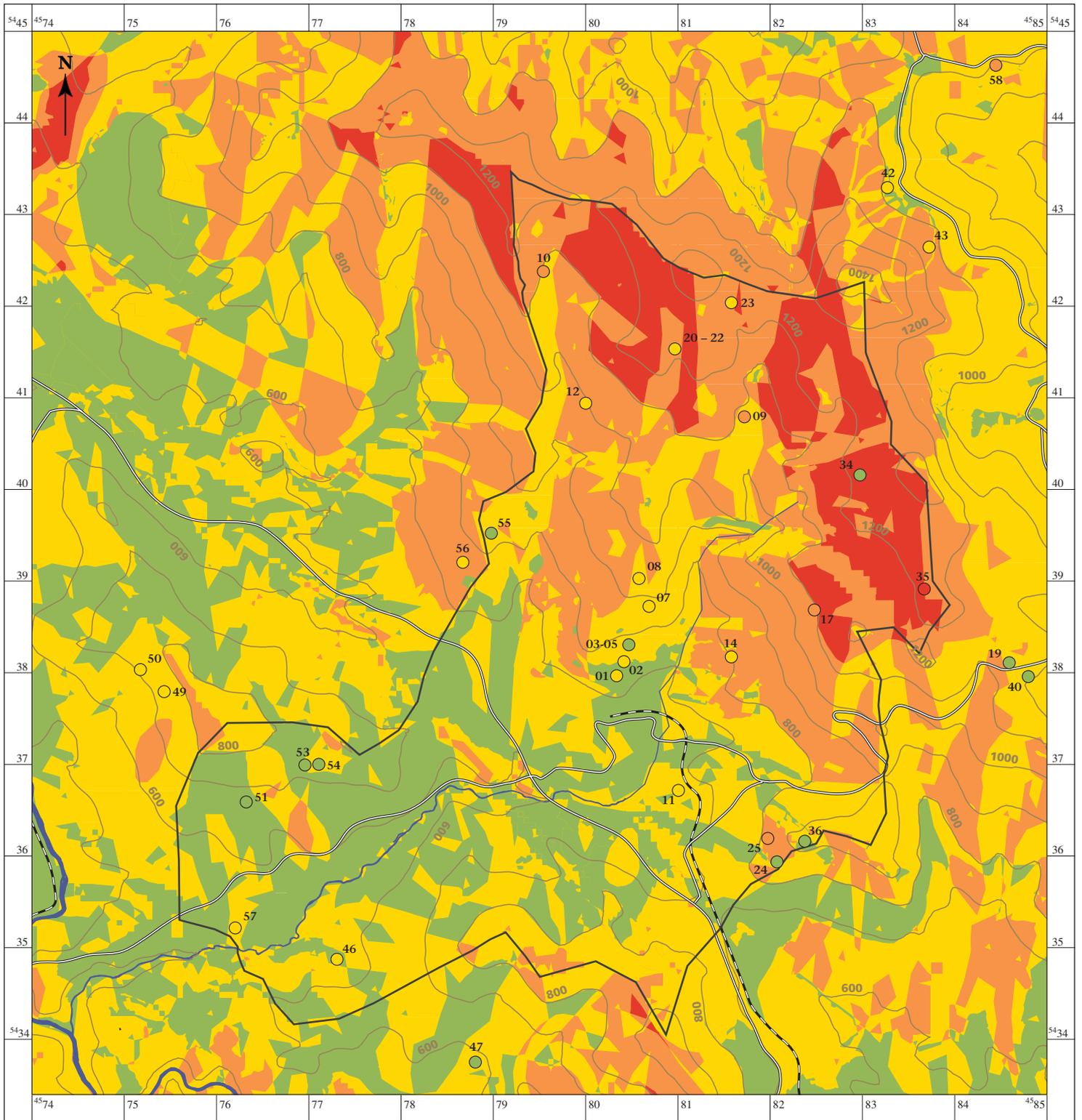
- | | | | | | |
|---------------------------|----------|----------------|--------|----|-------------------------------------|
| Nadelwald | Grünland | Steinbruch | 16 | 40 | Grundwasser gefasst/ungefasst |
| Laub- und Mischwald | Gebüsch | Verkehrsfläche | 73 | | Oberflächenwasser |
| Ackerland | Moor | Staatsstraße | 72 | | Bergwerkswasser |
| Felsen | Gewässer | Eisenbahn | 08 | | intensives Messprogramm |
| Siedlungsfläche, Bebauung | Bach | Einzugsgebiet | B07 | | Bodenprobe |
| | | | N/S 12 | | Probe Niederschlagswasser/Schnee |
| | | | DWD | | Niederschlags-/Klimastation des DWD |

Anhang 15d: Umfeld des ehemaligen Bergwerks am Silberberg



- | | | | |
|---------------------------|----------------|--------------------------------|---|
| Nadelwald | Grünland | Bergwerk | Grundwassermessstelle |
| Laub- und Mischwald | Moor | Abraumhalden, ehem. Röstplätze | Oberflächenwasser |
| Ackerland | Gewässer | Staatsstraße | Bergwerkswasser |
| Felsen | Flusslauf | Eisenbahn | Bodenprobe |
| Siedlungsfläche, Bebauung | Verkehrsfläche | Bach | sichtbarer Leaching-Effekt von Metallen |

Anhang 15e: »Vulnerability map« zur Versauerungs-Gefahr, mit pH-Werten des Grundwassers

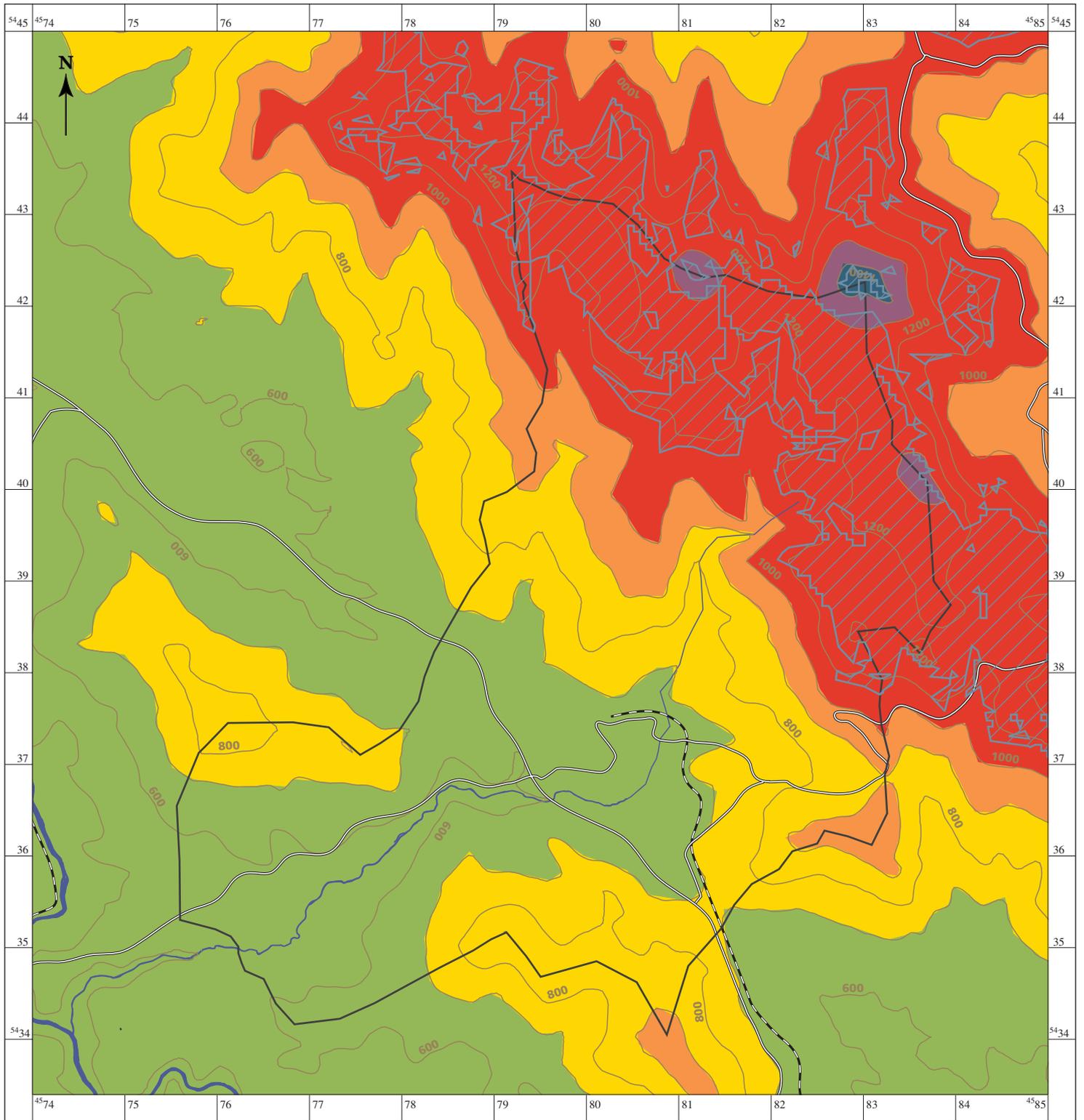


Maßstab: 1:60.000



- | | | |
|---|---|---|
| geringes Versauerungs-Risiko | pH-Wert $\geq 6,1$ | Straße |
| mäßiges Versauerungs-Risiko | pH-Wert 5,6 – 6,0 | Eisenbahn |
| hohes Versauerungs-Risiko | pH-Wert 5,1 – 5,5 | Fluss, Bach |
| sehr hohes Versauerungs-Risiko | pH-Wert $\leq 5,0$ | untersuchtes Einzugsgebiet |

Anhang 15f: Zonierung der Böden und Verbreitung des Soliflukts-Schutts (rechnerisch)



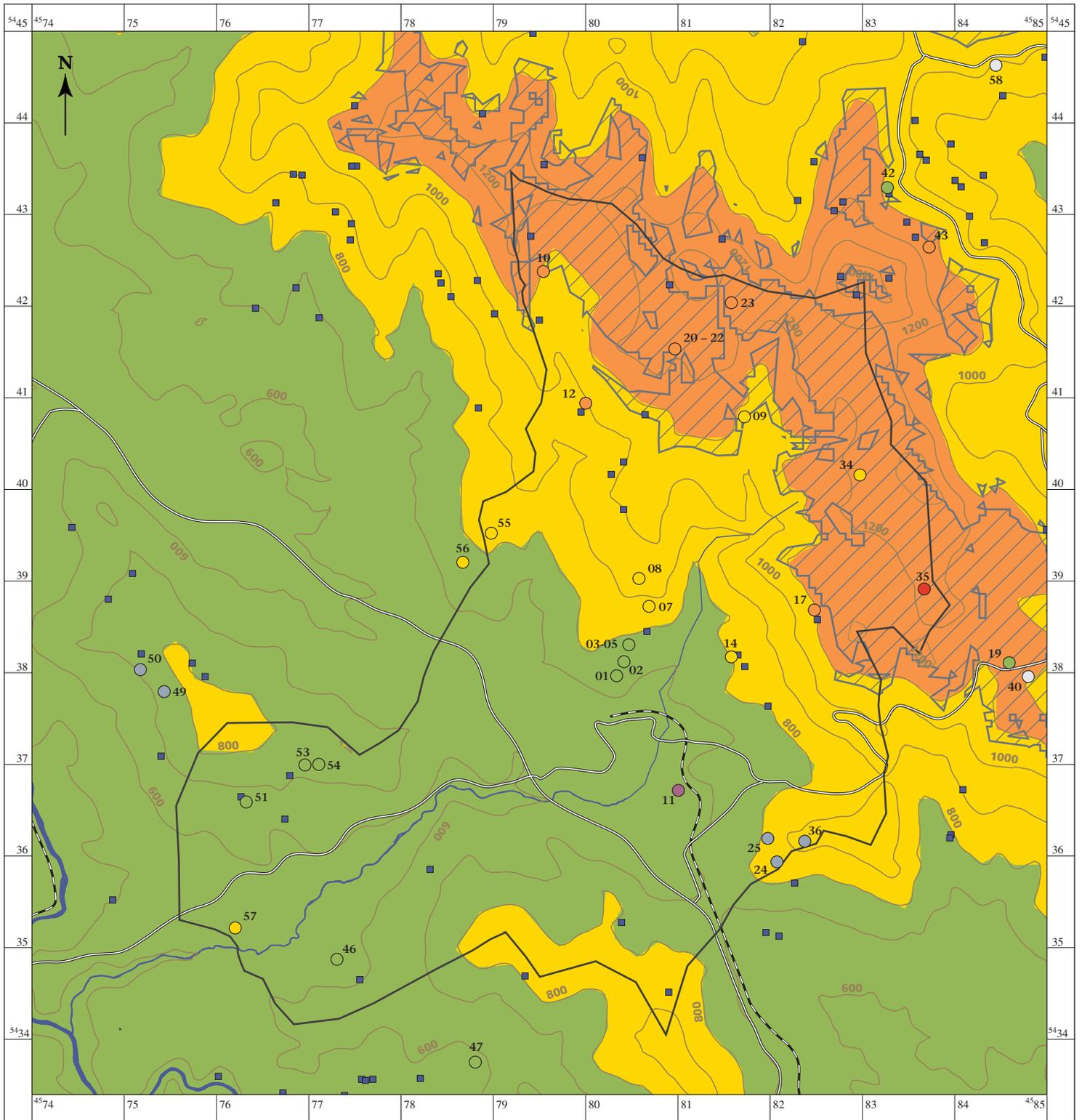
- tiefgründige Braunerden über sandigem Granitgrus/Gneiszersatz
- Braunerden, Podsol-Braunerden
- humusreiche Lockerbraunerden, z.T. mit verfestigtem Untergrund
- Braunerde-Podsole, Podsole, z.T. mit Gleyen u. Niedermooren vergesellschaftet
- Braunerde-Ranke über blockigem Verwitterungsschutt
- Syroseme und Ranker über Blockschutt oder Fels
- Vorkommen des verfestigten Soliflukts-Schutts

- Straße
- Eisenbahn
- Fluss, Bach
- untersuchtes Einzugsgebiet

Maßstab: 1:60.000



Anhang 15g: Zonierung des Grundwassers und vorherrschendes Anion



Maßstab: 1:60.000



- Straße
- Eisenbahn
- Fluss, Bach
- untersuchtes Einzugsgebiet
- Quelle (nicht untersucht)

- Hydrogencarbonat-Wässer
- Hydrogencarbonat-Wässer mit erhöhtem Nitratgehalt
- Nitrat z. T. dominierendes Anion
- Vorkommen des verfestigten Solifluktuions-Schutts

vorherrschendes Anion in den Grundwasser-Messstellen:

- HCO_3^-
- $\text{HCO}_3^- - \text{NO}_3^-$
- $\text{HCO}_3^- - \text{NO}_3^-$ reduziert
- $\text{NO}_3^- - \text{HCO}_3^-$
- Cl^-
- $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$
- $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$

Anhang 16: Verzeichnis der verwendeten Software

Grundlagen

Excel 97 (Microsoft)

Excel:mac 2001 (Microsoft)

Word 97 (Microsoft)

Word:mac 2001 (Microsoft)

Datenbank

Access 2000 (Microsoft)

Hydrochemische Anwendungen

Aquachem 3.7 (Waterloo Hydrogeologic Inc.)

Phreeq-C 1.5.04 for windows (D.L. Parkhurst & C.A.J. Appelo; graphical interface: V.J.A. Post)

Geographisches Informationssystem

ArcView GIS 3.2 (Environmental Systems Research Institute Inc.: ESRI)

Textverarbeitung und Grafik

XPress 4.11 (Quark)

Freehand 8 und MX (Macromedia)

MAPublisher 5.0 für Freehand MX (Avenza)

Illustrator 8 (Adobe)

Photoshop 5.5 (Adobe)

Lebenslauf

Christine Vornehm

geb. am 21. 02.1972 in München

- | | |
|------------------------|---|
| seit April 2003 | Wissenschaftliche Angestellte in der Hydrogeologische Landesaufnahme von Bayern am Bayerischen Geologischen Landesamt, München (bis Mai 2004 Teilzeitbeschäftigung) |
| Aug. 2000 – Sept. 2004 | Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU), Arbeitsgruppe Hydrogeologie, unter Leitung von Prof. Dr. S. Wohnlich. Gefördert durch Stipendium für den wissenschaftlichen Nachwuchs der Ludwig-Maximilians-Universität München und eingebunden in das Projekt »LOWRGREP« (Land use optimisation with regards to the groundwater resources protection in the mountainous hard rock areas), 5. EU-Rahmenprogramm |
| Okt. – Dez. 2001 | Auslandsaufenthalt zur Zusammenarbeit mit den Projektpartnern von »LOWRGREP« (Ecole des Mines d'Alès) in Alès, Frankreich. Erarbeitung einer gemeinsamen Struktur und Anwendung für das Geographische Informationssystem des Projektes |
| März – April 2001 | Konzeption und Gestaltung der Ausstellung »Grundwasser in Bayern« (Teil »Allgemeine Hydrogeologie«) in Zusammenarbeit mit der Bayerischen Geologischen Staatssammlung |
| Mai – Juli 2000 | Praktikum beim Wasserversorgungs-Unternehmen »La Lyonnaise des Eaux«, Clermont-Ferrand, Frankreich; Tätigkeitsbereich: Wasserqualitäts-Management |
| 1993 – 2000 | Studium Geographie, Geologie, Geophysik an der Ludwig-Maximilians-Universität München und der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel; Schwerpunkte: Hydrogeologie, Hydrologie, Fließgewässermorphologie. Abschluss: Diplom-Geographie; Diplomarbeit: »Zeitliche und räumliche Variation der Grundwasserhältnisse im Raum Seoon unter besonderer Berücksichtigung der Nitratbelastung« |
| 1992 – 1993 | Studium mit Abschluss »Diplôme de Culture Française« an der Sorbonne, Paris, Frankreich |
| 1991 – 1992 | Studium Romanistik, Musikwissenschaft und Kommunikationswissenschaften an der Ludwig-Maximilians-Universität München |
| 1991 | Abitur in München |