

## Tafel 8.2 Geologische und hydrogeologische Profile, Teil 1: Geologie

### Einleitung

Bis vor wenigen Jahrzehnten war der Kenntnisstand über die geologischen Verhältnisse im tieferen Untergrund recht dürftig. Basierend auf Oberflächenbeobachtungen und -messungen und deren Projektion in grössere Tiefen haben Geologen seit altersher versucht, anhand von Profilschnitten ein dreidimensionales Bild zu entwerfen. Die Entwicklung der Tiefbohrtechnik erlaubte es in der Folge, an ausgewählten Stellen Informationen bis in Tiefen von nahezu 6000 m (z.B. Bohrung Thun-1) zu erhalten. Derartigen Projekten gingen ausgedehnte seismische Untersuchungen voraus, die aber der Wissenschaft bis vor kurzem nicht zugänglich waren.

Zwischen 1985 und 1995 wurde im Rahmen eines Nationalen Forschungsprogrammes (NFP 20, [4]) die Tiefenstruktur der Schweiz mit geophysikalischen Methoden (insbesondere Reflexionsseismik) intensiv untersucht. Dabei konnten unter anderem auch tiefliegende Strukturen sowie die Grenze Erdkruste/Erdmantel (Mohorovičić-Diskontinuität) nachgewiesen werden.

Aufgrund der zahlreichen neuen Untersuchungsergebnisse erschien es angebracht, für den «Hydrologischen Atlas» neue tektonische Profile durch die Schweiz (basierend auf [4]) zu erstellen. Da die «Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000» [5] zur Zeit überarbeitet wird, wurde der Tafel 8.2 lediglich eine inhaltlich vereinfachte tektonische Übersichtsskizze (mit den drei Profilschnitten) beigegeben.

### Die geologische Struktur der Schweiz

Die Alpen entstanden durch die Kollision zweier Lithosphärenplatten, der europäischen Platte im Norden und der adriatischen Platte im Süden. Im Verlauf dieser Kollision, bei der Teile der Oberkruste als Decken übereinandergeschoben wurden, überfuhr die adriatische Platte die Unterkruste und den lithosphärischen Erdmantel der europäischen Platte, welche dabei teilweise subduziert wurde. Die adriatische Platte verkeilte sich im letzten Stadium der Kollision mit der europäischen Platte.

### Profil 1

Im Norden liegt die von wenigen Abschiebungen versetzte mittelländische Molasse; sie wird im Hegau und in der Gegend von Bischofszell von Vulkanschloten durchschlagen. Die subalpine Molasse besteht aus einer Reihe von Schuppen, die von ihrer Unterlage abgeschert und dachziegelartig angeordnet wurden. Darüber und südlich anschliessend liegen die aus jungpaläozoischen, mesozoischen und tertiären Sedimenten aufgebauten helvetischen Decken; sie wurden von ihrer ursprünglichen Unterlage, dem südlichen Aar-Massiv und dem Gotthard-Massiv, abgelöst und nach Norden transportiert. Ihre Internstruktur ist durch einen Stockwerkbau gekennzeichnet: Die Kreide-Kalke sind von den jurassischen Sedimenten abgetrennt und auf einem sekundären Abscherhorizont weiter nach Norden verfrachtet worden. Das Infrahelvetikum umfasst die Einheiten unterhalb der Hauptüberschiebung der helvetischen Decken, unter anderem die verfaltete und von Überschiebungen zerschnittene (par-)autochthone Sedimentbedeckung des aus prätriadischem Kristallin bestehenden Aar-Massivs. Die penninischen Decken bilden einen Stapel von Grundgebirgsdecken, die durch dünne Sedimentzonen (Deckenscheider) getrennt sind. Ihre ursprüngliche Sedimentbedeckung ist abgeschert und bildet einen eigenen Deckenkomplex. Die verfalteten Überschiebungsflächen sind das Ergebnis einer mehrphasigen alpinen Deformation. Auf den penninischen Decken liegt die Klippe des Piz Toissa als Relikt der oberostalpinen Decken, der höchsten tektonischen Einheit der Alpen. In ihrem Südteil werden die penninischen Decken von der Bergeller Intrusion durchschlagen. Im Südalpin, südlich der Insubrischen Linie, wurden grössere Schollen von prätriadischem kristallinem Grundgebirge und von mesozoischen Sedimenten südwärts zu einem Deckenstapel zusammengeschoben.

Die Entstehung des alpinen Deckengebäudes erfolgte in verschiedenen Etappen. Im Bereich von Profil 1 wurden in der Kreidezeit die ostalpinen Decken in westlicher Richtung zusammengeschoben. Die darunterliegenden penninischen und helvetischen Decken wurden im Eozän–Oligozän bzw. im Oligozän–Miozän in nördlicher Richtung übereinandergestapelt. Die nordgerichteten Bewegungen erfolgten vom Kollisionsbereich nach aussen; dabei kamen die zuerst angelegten Decken auf die später gebildeten zu liegen. In analoger Reihenfolge, aber in südlicher Richtung, wurden die südalpinen Decken angelegt. Im Oligozän, das heisst etwa zeitgleich mit den Deckenbewegungen im Penninikum, intrudierte der Bergeller Pluton. Die Aufschuppung der subalpinen Molasse und der Vulkanismus im Hegau und im Molassebecken fallen ins Miozän.

## Profil 2

Ausgehend vom Oberrheingraben quert das Profil das herausgehobene Schwarzwald-Massiv und anschliessend den aus verschuppten und verfalteten mesozoischen Sedimenten bestehenden östlichen Faltenjura. Die Ränder der Permokarbon-Tröge im Untergrund des Faltenjuras beeinflussten als Schwächezonen die Anlage der Falten und Überschiebungen. Aufbau und Struktur der mittelländischen und subalpinen Molasse sind ähnlich wie in der Ostschweiz. In den helvetischen Decken kann ein Kreide- und ein Jura-Stockwerk unterschieden werden. Die gross dimensionierte Verfaltung des Jura-Stockwerks (Axen-Decke) ist auf die mächtigen, inkompetenten Dogger-Schiefer zurückzuführen. Im Infrahelvetikum weist der übersteilte Südschenkel des aufgewölbten Aar- und Gotthard-Massivs auf die enge Zusammenpressung dieser beiden Grundgebirgsblöcke hin. Das Aar-Massiv ist allochthon, das heisst auf das Vorland aufgeschoben. Der südliche Teil der penninischen Decken ist eng verfaultet und steil aufgerichtet. Südlich der Insubrischen Linie ist durch starke Zusammenstauchung und Hebung neben der in einzelne Decken zerlegten Oberkruste auch ein nahezu vollständiges Profil durch die adriatische Unterkruste (Ivrea-Zone) aufgeschlossen. Der mitgehobene obere Erdmantel liegt in geringer Tiefe. Sowohl das Grundgebirge als auch die mesozoisch-tertiäre Sedimentbedeckung sind durch südvergente alpine Überschiebungen geprägt.

Die zeitliche Abfolge bei der Anlage der alpinen Decken ist mit derjenigen in der Ostschweiz vergleichbar. Hinzu kommt, dass in Profil 2 mit der Pogallo-Linie eine ältere Struktur gequert wird. Diese Linie zerschneidet den permischen Intrusivkomplex des Baveno-Granits und wird als mesozoische Abschiebung im Zusammenhang mit der Öffnung des Tethys-Ozeans gedeutet. Die Platznahme der unterostalpinen Sesia-Gesteine auf der penninischen Zone von Zermatt–Saas Fee, einem Relikt des Tethys-Ozeans, fand in der Kreidezeit statt. Die penninischen Decken wurden im Eozän–Oligozän, die helvetischen Decken im Oligozän–Miozän und die Schuppen der subalpinen Molasse im Miozän angelegt. Der Zusammenschub des Faltenjuras erfolgte im späten Miozän–Pliozän. Die Einsenkung des südlichen Oberrheingrabens ist vorwiegend oligozänen Alters.

## Profil 3

Vom Bressegraben verläuft das Profil über einen Bereich der flachliegenden epivariskischen Plattform zum externen Jura. Dieser besteht aus allochthonen, intern ungestörten mesozoischen Deckgebirgstafeln («Jura des Plateaux»), die durch schmale Störungszonen («Faisceaux» bzw. Faltenbündel) begrenzt sind. Die Anlage der Störungszonen wird auf das Vorhandensein von Permokarbon-Trögen im Grundgebirge zurückgeführt. Im anschliessenden internen Faltenjura kommt die Verkürzung des Deckgebirges durch Falten und Überschiebungen deutlich zum Ausdruck. Die subalpine Molasse bildet einen mächtigen Deckenstapel; im Unterschied zu den Profilen 1 und 2 ist sie von den penninischen Sedimentdecken der romanischen Voralpen überlagert, die in diesem Querschnitt viel weiter nach NW geschoben wurden. Die helvetischen Decken sind demgegenüber vergleichsweise weit zurückgeblieben; sie sind in der Westschweiz volumenmässig weniger wichtig, wobei zu berücksichtigen ist, dass die tektonisch höchste helvetische Decke, die Wildhorn-Decke, weitgehend erodiert ist. Die Morcles-Decke liegt als

grossräumige, liegende Falte vor, deren Bildung auf der grossen Mächtigkeit der schiefrigen Lias- und Dogger-Sedimente beruht. Das Aiguilles-Rouges-Massiv wird durch eine dünne Zone aus mesozoischen Sedimenten vom Mont-Blanc-Massiv getrennt. Die penninischen Decken der Walliser Alpen weisen einen durch mehrere grossräumige Rückfalten geprägten Baustil auf. Die Rückfaltung deformierte die beim Zusammenschub des Deckenstapels angelegten Überschiebungsbahnen. Über den penninischen Decken liegt als tektonische Klippe die unterostalpine Dent-Blanche-Decke, Relikt eines ehemals zusammenhängenden, mehrere Kilometer mächtigen orogenen «Deckels», dessen Erosionsprodukte in den Nagelfluhen und Sandsteinen im Molassebecken zu finden sind.

Die ostalpinen Decken wurden während der Kreidezeit in westlicher Richtung zusammengeschoben, ebenso wie die höheren penninischen Decken, deren Anlage im Zusammenhang mit der Bildung der französisch-italienischen Westalpen steht. Die tieferen penninischen Decken entstanden im Eozän–Oligozän durch eine SE–NW-gerichtete Einengung. Im Oligozän–Miozän bildeten sich die helvetischen Decken; gleichzeitig erfolgte die Rückfaltung der penninischen Decken. Die Aufschuppung der subalpinen Molasse und die Einengung und Heraushebung des Aiguilles-Rouges-Massivs fällt ins Miozän, die Jurafaltung ins späte Miozän–Pliozän. Im Oligozän senkte sich der Bressegraben ein.

### **Geologie und Hydrogeologie**

Die Grundwasserzirkulation hängt stark von den geologischen Verhältnissen ab. Mit Hilfe von Daten aus früheren Untersuchungen in der Nordschweiz [3], die auf einem dreidimensionalen mathematischen Strömungsmodell beruhen, ist auf der Tafel 8.3 der Verlauf der Grundwasserströmungen dargestellt. Tabelle 1 der Tafel 8.2 zeigt die Beziehung zwischen Geologie und Hydrogeologie und weist jeder geologischen Formation hydrogeologische Eigenschaften zu, ergänzt durch Durchlässigkeitsbeiwerte, wie sie auch in der Tafel 8.3 verwendet werden. Diese Werte wurden aus verschiedenen hydrogeologischen Untersuchungen abgeschätzt und basieren auf lithologischen Daten und den Ergebnissen von Pumpversuchen. Die Resultate wurden anschliessend anhand von verschiedenen dreidimensionalen mathematischen Modellen verifiziert.

## Literatur

- [1] **Bouzelboudjen, M., Király, L.:** Contribution inédite. Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Neuchâtel.
- [2] **Escher, A. et al. (1997):** Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: Pfiffner, O.A. et al. (Eds.): Deep Structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20: 205–221, Basel.
- [3] **Kimmeier, F. et al. (1985):** Simulation par modèle mathématique des écoulements souterrains entre les Alpes et la Forêt Noire; Partie A: Modèle régional, Partie B: Modèle local (Nord de la Suisse). Nagra Technischer Bericht NTB 84-50, Baden.
- [4] **Pfiffner, O.A. et al. (1997):** Deep Structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20, Basel.
- [5] **Schweizerische Geologische Kommission (Hrsg.) (1980):** Tektonische Karte der Schweiz, 1:500 000, Wabern–Bern.