© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitt. österr. geol. Ges.	76 1983	S. 27—68 8 Taf.	Wien, 15. Dezember 1983

Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone

Von Godfrid WESSELY[1])

Mit 8 Tafeln

Schlüsselwörter: Wiener Becken
Beckenuntergrund
Alpenrand
Alpiner Tiefbau
Hydrologische Systeme
Tiefenwässer
Tiefentemperaturen
Wasserchemismus

Zusammenfassung

Der derzeitige, auf Bohrungen, Geländeergebnissen und geophysikalischen Untersuchungen fußende Stand der Kenntnisse über die Geologie des südlichen Wiener Beckens und seiner Randzone erlaubt eine zusammenfassende Darstellung des Bestandes und der Lagerung der alpinen Bauelemente. Es wird versucht, deren Tiefgang und jenen ihrer subalpinen Unterlagerung abzuschätzen. Desgleichen wird die Abfolge und bruchtektonische Verformung der neogenen Beckenfüllung skizziert, wobei eine Projektion der Bruchsysteme in die Tiefe erfolgt.

Aus der Analyse der Porositäts- und Abdichtungsverteilung der Gesteinszonen werden Einzugsbereiche und mögliche Wegsamkeiten für die Tiefenwässer ermittelt. Schließlich wird eine Untersuchung von Temperatur- und Druckverhältnissen sowie der chemischen Zusammensetzung von Wässern in ausgewählten Bohrungen vorgenommen. Aus all diesen Betrachtungen geht eine Gliederung der hydrologischen Systeme in mehr hydrostatische und mehr hydrodynamische hervor. Erstere herrschen im Zentralen Wiener Becken und besitzen ein von Oberflächenwässern unberührtes salines Regime mit stabilen Temperaturverhältnissen, letztere sind an die Ränder des Wiener Beckens gebunden und stehen mit denselben in hydrologischer Verbindung. Es ergeben sich Fließmechanismen in der Weise, daß vom obertägigen porösen Alpenanteil kalte Oberflächenwässer in Richtung Wiener Becken absinken. Flysch, dichte Anteile der Kalkalpen und Grauwackenzone lenken als Dichtebarrieren den Kaltwasserstrom der mittleren und höheren Kalkalpendecken in Richtung Leopoldsdorfer Bruch, wobei die Wässer in größere Tiefen gelangen und erwärmt und mineralisiert werden. Entlang des abdichtenden Leopoldsdorfer Bruchsystems mit seiner Sprunghöhe von mehr als

[1]) Adresse des Verfassers: Dr. Godfrid WESSELY, ÖMV-AG, Hintere Zollamtsstraße 17, A-1030 Wien.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

4000 m steigen sie schräg westwärts auf und streben höhere Positionen des Beckenuntergrundes und neogener Speicher an. Dabei gelangen sie zurück bis zum Beckenrand, wo sie bereits wieder von östlich absinkenden Kaltwässern unterströmt werden. Ein ähnlicher Mechanismus könnte am Ostrand des Wiener Beckens innerhalb der zentralalpin-karpatischen Speichergesteine vorliegen. Es werden schließlich Folgerungen hinsichtlich der Möglichkeiten einer Nutzanwendung der Untergrundwässer im südlichen Wiener Becken gezogen.

Summary

Numerous drillings, surface data and geophysical investigations within the Southern Vienna basin and on its boarder lead to better understanding of the stratigraphic substance of alpine thrust units, their tectonic position, their possible depths and their autochthonous substratum. A scetch of the Neogene filling of the Vienna basin and its fault systems can be presented.

Zones of porosity, sealing possibilities, collection areas for fresh waters and migration paths to depths for them are pointed out as well as conditions of temperature, pressure and fluid chemistry within the aquifers. There exist two types of hydrological systems, a more hydrostratic and a hydrodynamic one. The first type is represented in the central part of the Vienna basin. It has few contact with the surface hydrology. Temperature conditions are stable and salinities are high. The second kind is restricted to the boarder zones of the basin remaining in a hydrological connection with the surface. Cool fresh waters of the alpine surface migrate downwards underneath the Vienna basin, tight barriers like Flyschzone and Graywackezone leading them. The main stream of cold water moves along the middle and the higher limestone nappes against the Leopoldsdorf growth fault system with its displacement of more than 4000 m. The fluids, heated and mineralized in larger depths ascend westwards along the east dipping fault and tend to accumulate in high positions at the base of the Neogene or migrate back to the western boarder of the basin, underflown by further currents of cold water. Similar kinds of mechanism are to be expected within Zentralalpine Carpathian aquifers along the eastern boarder of the Vienna basin.

Different possibilities and limits of utilization of the underground waters of the Southern Vienna basin are discussed.

Inhalt

Einleitung 29
1. Geologische Grundlagen 30
1.1. Die alpinen Bauelemente und deren Tiefgang 30
1.1.1. Beckenrand 30
1.1.2. Beckenuntergrund 33
1.1.3. Alpiner Tiefbau 40
1.2. Abschätzung des subalpinen Baues 41
1.3. Neogene Sedimentation und bruchtektonische Gliederung im südlichen Wiener Becken 41

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

2. Hydrologische Gegebenheiten 43
2.1. Die porösen, wasserführenden und abdichtenden Gesteinszonen 43
2.2. Einzugsbereich der Oberflächenwässer und Voraussetzungen der Wegsamkeiten in der Tiefe 44
2.3. Temperaturverhältnisse und chemische Zusammensetzung der Tiefenwässer 46
3. Hydrodynamische Deutung der Fließsysteme 62
4. Folgerungen hinsichtlich der Nutzbarkeit der Tiefenwässer 64
Literatur 65

Einleitung

Der geologische Kenntnisstand am Rande und im Untergrund des südlichen Wiener Beckens, in den letzten Jahrzehnten erweitert durch eine Reihe von Bohrungen und deren Interpretation, durch neuere Kartendarstellungen, wie etwa die Karte der Oberkante Sarmat und des Beckenuntergrundes des Wiener Beckens, aber auch Kartierungsergebnisse am Beckenrand, bieten Veranlassung, aus den bisherigen Ergebnissen Bilanz zu ziehen und eine Vorstellung über den Bau dieses Bereiches wiederzugeben.

Damit soll die Voraussetzung für den Versuch gegeben werden, die Hydrodynamik dieses Bereiches einer großräumigen Deutung zu unterziehen, der bisher die Grundlage hinsichtlich der Kenntnis des Tiefbaues des alpinen Körpers außer- und innerhalb des Wiener Beckens nicht zugänglich war.

Dem Vorhaben steht jedoch ein reiches Material an vorangegangenen Untersuchungen und Interpretationen, vor allem in Einzelbereichen zur Verfügung, zuletzt von H. KÜPPER, 1977, und T. GATTINGER, 1965, u. a., wobei insbesondere dem Auftreten von Thermalwässern an den Beckenrändern seit jeher die Aufmerksamkeit hydrologischer Forschung zugewendet war.

Die Ableitung des Wärmebezuges der Thermalwässer unterlag verschiedenen Deutungen, wobei anfänglich in den Hypothesen ein Aufstieg juveniler Wässer eine Rolle spielt. Fast unumstritten war ein Aufdringen der erwärmten Wässer aus großen Tiefen, und zwar direkt in den Randstörungen der „Thermenlinie". Wesentliche Beiträge zur Frage der Thermalquellen stammen von A. BOUÉ, 1872, L. WAAGEN, 1914, J. STINI, 1953, H. KÜPPER, 1951, 1954, 1965, 1966, 1977, G. H. DAVIS & T. E. GATTINGER, 1967, E. VOHRYZKA, 1958, u. a. Durch Vermischung verschiedener Art mit lokalen Kaltwassereinflüssen (u. a. F. BRIX, 1974, T. E. GATTINGER, 1980) werden allgemein Unterschiedlichkeiten in Schüttung und Temperatur gedeutet.

Den heutigen Erklärungsversuchen kommt bereits M. VENDEL, 1962, sehr nahe. Seine Vorstellung fand in der Folge immer mehr Eingang (T. E. GATTINGER & H. KÜPPER, 1964, und vor allem H. KÜPPER, 1965), wenn auch noch mit einigen Vorbehalten. M. VENDEL schreibt unter Zugrundelegung der Studie M. VENDEL & P. KISHAZI, 1962, über die Beziehungen zwischen Karstwässern und Thermen im transdanubischen Mittelgebirge, die im Bereich der Thermen am Beckenwestrand auftretende Wärmeanomalie einem hydrodynamischen Mechanismus zu, bedingt durch ein Aneinandergrenzen eines permeablen, gut wärmeleitfähigen Körpers an einen impermeablen, schlecht wärmeleitfähigen Körper. Letzterer überlagert in Form von Neogen mit östlich einfallender Grenze ersteren in Form kalkalpiner Karbonate. Während er

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

sein Modell ab der Beckenrandzone beginnen läßt und unweit östlich derselben begrenzt, muß aus heutiger Sicht ein Modell von einem sich weit in die Kalkalpen erstreckenden Einzugsbereich bis zum Leopoldsdorfer Bruchsystem reichen.

Mit vorliegender Modellvorstellung sind auch die Thermalwasservorkommen am Ostrand des südlichen Wiener Beckens in Einklang zu bringen und schließlich die Abgrenzung der salinaren Formationswässer des Zentralen Wiener Beckens, die teilweise im Zusammenhang mit Kohlenwasserstoff-Lagerstätten stehen (L. KÖLBL, 1970, G. SCHRÖCKENFUCHS, 1975).

Offen bleibt noch ein weites Arbeitsfeld für verschiedene Untersuchungen von Wässern verschiedener Positionen am Rand und im Becken, vor allem über längere Zeiträume hinweg. Ebenso müßte versucht werden, durch Mengenbilanzen (vgl. N. FENZL, 1977) die bisherigen Erkenntnisse auch auf eine quantitative Basis zu stellen.

Die Bedeutung der Wässer des südlichen Wiener Beckens für die Wirtschaft und für balneologische Zwecke (H. KÜPPER, 1977) rechtfertigt eine sorgfältige Betrachtung über ihre Nutzung, aber auch ihren Schutz. Dies erstreckt sich auf eine verbindliche Ermittlung der möglichen Entnahmequantitäten, die die hier skizzierten Systeme verkraften können, aber auch auf die Notwendigkeit, über diese Systeme lückenlose Information einzuholen, um ihre Nutzung sinnvoll und an geeigneten Lokationen handhaben zu können. Dabei sollten nicht unwiederbringliche Gelegenheiten vergeben werden, durch eine unbehinderte Durchführung des Tiefenaufschlusses auf Kohlenwasserstoffe zu diesen ausschlaggebenden Informationen zu gelangen. Ohne die nun bereits größere Anzahl von Tiefbohrungen, die vor allem das kalkalpine System im Beckenuntergrund bereits an verschiedenen Positionen bei technisch vollkommener Absicherung der Wasserhorizonte schadlos durchteuften, wäre vorliegende geologische Beurteilung seiner räumlichen Erstreckung, seiner Funktion und letztlich seines Schutzes nicht möglich.

Der Verfasser dankt Professor Dr. A. KRÖLL für den Anstoß zu dieser Arbeit, für oftmaligen Gedankenaustausch und wertvolle Unterstützung im Verlaufe dieser Arbeit. Dr. Sz. HORVATH, Herr H. KRONES, Dr. K. KMOCH waren bei der thermischen, Dr. W. LADWEIN bei der geochemischen Datenbeschaffung und deren Interpretation behilflich. Ihnen gilt dafür besonderer Dank, ebenso Herrn G. GOHS, Herrn O. DDVORAK, Herrn G. KINAST, Frau E. DRUMBL und Frau I. WIDHALM für wertvolle technische Hilfestellung.

Die ÖMV Aktiengesellschaft gestattete in dankenswerter Weise die Verwendung der Bohrergebnisse für vorliegende Veröffentlichung.

1. Geologische Grundlagen

1.1. Die alpinen Bauelemente und deren Tiefgang

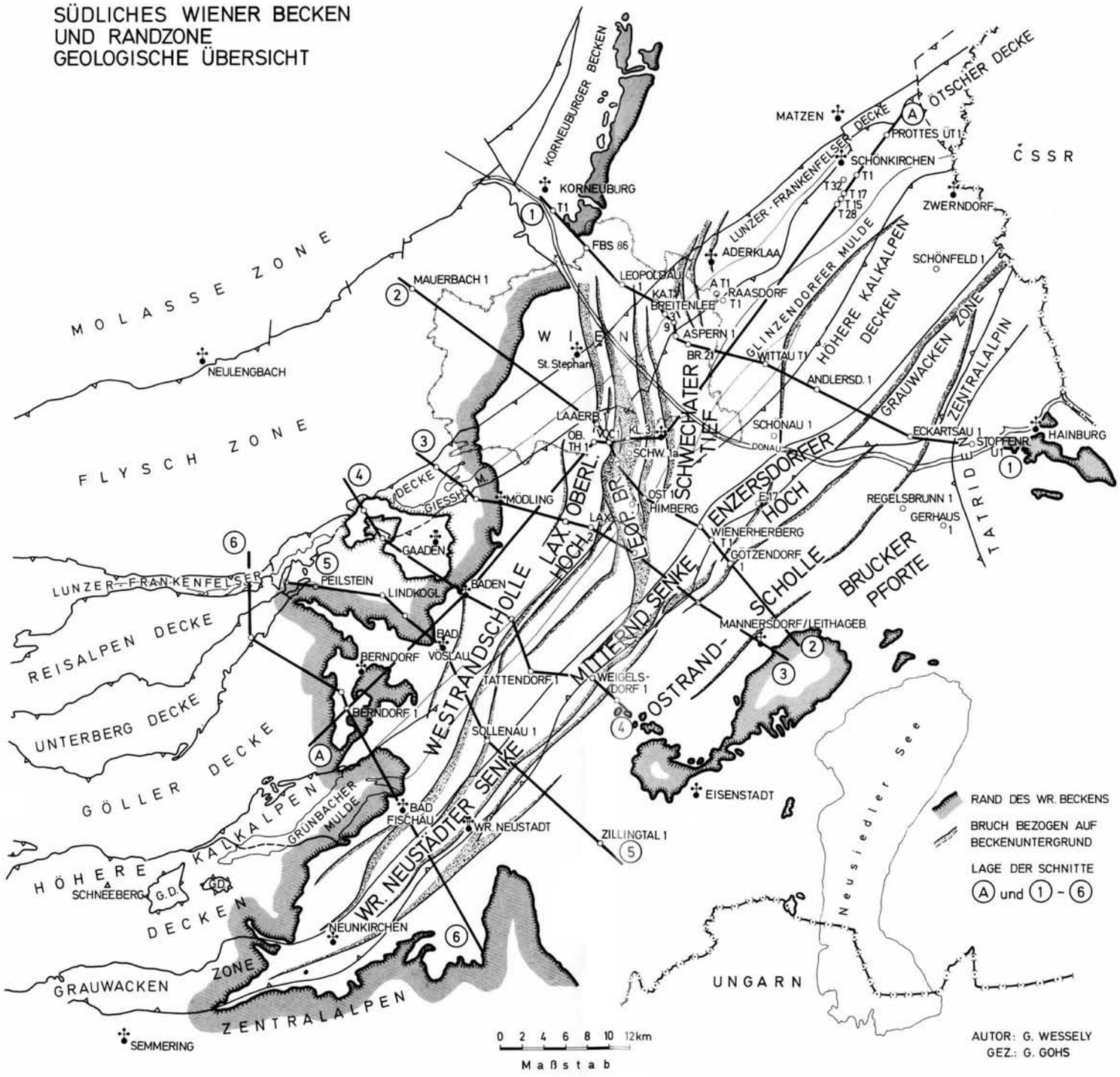
1.1.1. Beckenrand

Über die an den Rand des Wiener Beckens heranstreichenden Einheiten der Flyschzone und der Kalkalpen (Taf. 1, 2) geben neben einer Reihe von Kartierungsergebnissen auch einige Bohrungen Aufschluß, die die Alpen und ihre Unterlage bis zum Kristallin der Böhmischen Masse durchteuften. Hiezu kommen entlang bestimmter Trassen neuere, wenn auch oft nur fragmentäre Ergebnisse seismischer Untersuchungen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel 1

SÜDLICHES WIENER BECKEN UND RANDZONE GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

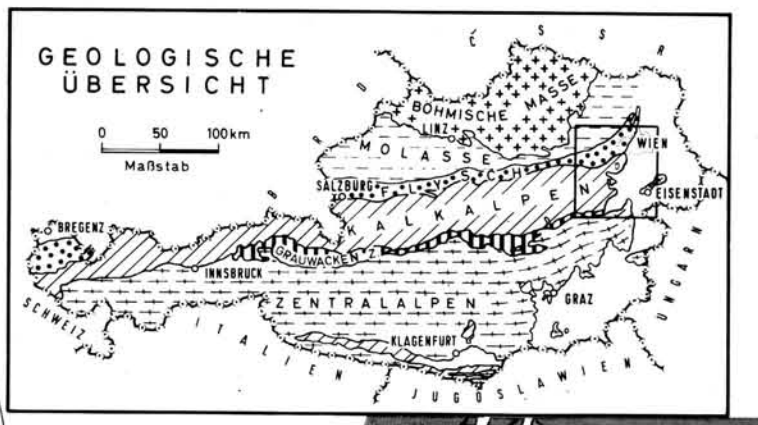


© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel 2

NORDOSTABSCHNITT DER ALPEN UND SÜDL. WIENER BECKEN

TEKTONISCHE GLIEDERUNG UND STRUKTUR DES BECKENUNTERGRUNDES



0 2 4 6 8 10 12 14 km
Maßstab

G. WESSELY 1983
DARSTELLUNG WR. BECKEN MIT BENÜTZUNG DER UNTERLAGEN VON
A. KRÖLL, H. UNTERWELZ, H. KLOB, K. SCHIMUNEK

Zusammengestellt: G. GOHS

Gez.: O. DVORAK, G. GOHS

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Informationen über die Flyschzone erbrachten die Bohrungen Korneuburg T 1, Höflein 1, Manzing 1 und Mauerbach 1, über die Kalkalpen Berndorf 1.

Seehöhe	Korneuburg T 1 167 m	Höflein 1 168 m	Manzing 1 304 m	Mauerbach 1 304 m	Berndorf 1 362 m
Unterkante Kalkalpin	—	—	—	—	5640 m
Unterkante Flysch	3232 m	1951 m	1900 m	2364 m	5910 m
Unterkante Molasse	—	2504 m	2425 m	3038 m	5945 m
Unterkante autochthones Mesozoikum	3436 m	3245 m	—	3457 m	—
Endtiefe im Kristallin	3522 m	3298 m	2509 m	3488 m	6028 m

Der Nordabschnitt der Kalkalpen des Beckenrandes zeigt sich als steilstehendes Falten- und Schuppensystem mit rücküberkippter Überschiebungsfront. Schichtfolge, Bau und tektonische Gliederung sind festgehalten in zahlreichen Arbeiten von G. ROSENBERG, in zusammenfassender Form skizziert 1965, Tafel 2. Den zergliederten Bauelementen der Kieselkalkzone, der Randantiklinale und des Südstranges schließen sich die zusammenhängenderen Stränge der Höllensteinantiklinale, der Flösselmulde und Teufelsteinantiklinale an, gefolgt von der verschuppten Perchtoldsdorfer Zone, auf die die Oberkreideabfolge der Gießhübler Mulde transgrediert, überlagert durch eine mehrere hundert Meter mächtige Turbiditfolge der Gießhübler Schichten des Maastricht-Paleozän (B. PLÖCHINGER, 1974, G. WESSELY, 1975).

Vom mittleren kalkalpinen Deckenstapel, als Ötscherdeckensystem zusammengefaßt, tritt nur die Göllerdecke an den Beckenrand von Mödling bis ins Piestingtal heran. Davon zeigt der Anteil nördlich der Triesting einen wesentlich komplizierteren Bau als der südlich derselben. Dies liegt zum einen an einer Auflösung der stirnbildenden Peilsteinschuppe gegen NE zu in eine Anzahl von Schollen, die in flacher Lagerung auf einem Basalteppich von Werfener Schichten schwimmen, welcher seinerseits über Gießhübler Schichten geglitten ist. Zum anderen an der Herausschuppung einer lokalen Schubeinheit, der Lindkogelmasse, im NE und E begleitet von quer zum generellen Streichen gestellten Strukturen und Schubrichtungen. Südlich der Triesting herrscht ein ruhiger, nahezu paralleler Verlauf des Streichens der in mehrere Schuppen gegliederten Göllerdecke.

Die Göllerdecke überschiebt die Gießhübler Mulde im Gebiet Hinterbrühl mit komplex gebauter Stirnzone aus Werfener Schichten mit Evaporiten und klippenartig eingeschuppter Mitteltrias sowie mit kalkalpenfremden Aufschürfungen. Über geringmächtiger Mittel- und tiefer Obertrias erreichen Hauptdolomit und Dachsteinkalk 1500 m Mächtigkeit. Die durch Jura markierte Anninger-Mulde (P. PLÖCHINGER, 1979) schwenkt, durch das Gaadener Neogenbecken zu Teil verdeckt, gegen Süden ab und zieht gegen den Badener Lindkogel.

An das Gebiet des Anningers schließt im Südwesten die Lindkogelmasse mit ihren geologisch komplex gebauten Vorfeldern im N und NW an, die von der Basis der Lindkogelschuppe überschoben werden. Während die tiefere Lindkogelabfolge am Nordrand relativ vollständig ist, ist sie gegen Westen basal stark amputiert. Ihre ursprünglich weitere Verbreitung gegen Norden zeigen Deckschollen bis nördlich des Schwechattales an. Die Hauptmasse des Lindkogels wird eingenommen von mächtigem Wetterstein-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dolomit, überlagert von Wettersteinkalk. An der West- und Südwestabdachung wird diese starre Plattformfazies lokal von Beckenfazies vertreten. Das Hangende der Mitteltrias bilden entlang des Westfußes des Badener Lindkogels und am Ostrand des Sooser Lindkogels Lunzer Schichten und Hauptdolomit. Die Dachsteinkalkplatte des Badener Lindkogels ist in Eigenbewegung über diese Schichtglieder etwas vorgeglitten. Der hier damit angedeutete Westschub äußert sich noch deutlicher in einer nach neuer Kartierung nahe dem Beckenrand festgestellten Aufschiebung von Wettersteindolomit über die westlich vorgelagerte Obertrias des Badener Lindkogels. Der Wettersteindolomit baut die Erhebung von Rauheneck und den Dolomitsporn nördlich Baden einschließlich des Richtberges auf. Die von P. BECK-MANNAGETTA 1979 aus dem Stadtgebiet von Baden berichteteten Lunzer Schichten sind vermutlich dem Hangenden dieser Einheit anzugliedern, die als „Rauheneckschuppe" bezeichnet werden kann. Diesem Bewegungsvorgang ist letzten Endes ja die Herausschiebung der Lindkogelmasse auf ihr westliches Vorfeld zuzuschreiben, wobei die Störung Rohrbach—Merkenstein eine Rolle als Schiene gespielt haben dürfte. Südlich derselben grenzen an den Wettersteindolomit der Lindkogelmasse Jura und Obertrias, vor allem Hauptdolomit. Die spezifische Stellung der Lindkogelschuppe, unabhängig von den südlicheren Schuppen und somit auch von der Hauptüberschiebung der Göllerdecke, wurde bei G. WACHTEL & G. WESSELY 1981 begründet.

Das westliche und nördliche Vorfeld der Lindkogelschuppe bildet basal einen Teppich von Werfener Schichten und mitgerissenen kalkalpenfremden Aufschürfungen, über den zusammenhängendere, aber auch isolierte inverse Verbände von Mitteltrias bis in den Jura liegen. Nach dem größten dieser Vorkommen werden diese Verbände unter dem Begriff „Sattelbachserie" zusammengefaßt. Die jüngeren Anteile der Sattelbachserie wurden im Bereich des Schwechattales bis vor kurzem als Inhalt eines Fensters, je nach Deutungsvariante mit unterschiedlichem Umfang, betrachtet. Nach neueren Untersuchungen erwies sich ein Teil des vermeintlichen mittel- und tiefobertriadischen Fensterrahmens als invers und zur Sattelbachserie gehörig. Überkippte Antiformen innerhalb derselben bewirken lokal aufrechte Lagerungen in der Obertrias. Dem Vorfeld der Lindkogelschuppe gehören schließlich aufrechte Abfolgen an, die sich von der Peilsteinschuppe ableiten lassen, als letzte östliche mehr oder weniger ausgedehnte Schollen derselben, bestehend aus Mittel- bis Obertrias, teilweise mit anhaftender Gosau. Der „Basalteppich" ist entweder als letzter obertägiger Zeuge der Reisalpendecke, mindestens teilweise jedoch der Göllerdecke zuzuordnen. Reisalpendecke und Unterbergdecke verschwinden bei Altenmarkt/Triesting von der Oberfläche und laufen ab hier, bedeckt von der Göllerdecke gegen Osten weiter.

Der kalkalpine Bau südlich der Triesting ist strukturell einförmiger und geprägt durch einheitlichere Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse. Die Abgrenzung des Umfanges der Göllerdecke unter Einbeziehung der Peilsteinschuppe in dieselbe, die Aufgliederung in Schuppen, die Abschätzung der relativ geringen Überschiebungsweite und begrenzten lateralen Erstreckung letzterer, die nahezulegende Deutung der Herkunft der Muggendorfer Deckscholle von Stirne der Göllerdecke selbst durch Unterschiebung des eigenen Deckenkörpers (H. SUMMESBERGER 1966) sind Hauptansatzpunkte der tektonischen Auflösung dieses Bereiches und wurden bei G. WACHTEL & G. WESSELY (1981) behandelt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Bohrung Berndorf 1 (Taf. 3, 4) durchteufte 3 Schuppen der Göllerdecke bis 4158 m, wobei die zwei höheren nur Obertrias enthalten, die tiefere aus Mitteltrias besteht. Abgesehen vom Karn der mittleren Schuppe ist die gesamte Trias in dolomitreicher Plattformfazies entwickelt (Reichenhaller-, Wetterstein-, Hauptdolomit-, Dachsteinkalkfazies). In der darunter folgenden, bis 5640 m reichenden Unterbergdecke mit einem Schichtumfang von Werfener Schichten bis Wettersteindolomit, enthält die Mitteltrias auch Beckenfazies (Reiflinger-, Gutensteiner Kalk).

Die Göllerdecke südlich der Triesting ist gekennzeichnet durch die große Verbreitung von Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Die ausgedehnte Wettersteinfazies, die ab Pernitz obertags verschwindet, setzt sich, wie die Bohrung Berndorf 1 zeigt, in unverminderter Mächtigkeit gegen Osten fort. Der südliche Streifen der Göllerdecke (Gebiet Mandling—Enzesfeld) führt mächtigeren Jura (H. SUMMESBERGER, 1966, B. PLÖCHINGER, 1967), wobei neben einer Tiefschwellenfazies Beckenfazies stark in den Vordergrund tritt (Allgäuschichten, Oberalmer Schichten). Gosauvorkommen, wie sie etwa im Miesenbachtal auftreten, sind teilweise limnisch entwickelt.

Die höheren kalkalpinen Decken werden obertags durch die Hohe Wand-Decke mit ihrer über Werfener Schichten teils in pelagischer Beckenfazies, teils in Plattformfazies entwickelten Triasabfolge und die darüber liegende Schneeberg-Decke mit einer von Werfener Schichten bis zu mächtigen Wettersteinkalken reichenden Schichtfolge gebildet (B. PLÖCHINGER, 1980, 1981, A. TOLLMANN, 1976). Über beide Decken transgrediert Gosau und plombiert einerseits die Überschiebung der Schneebergdecke auf die Hohe Wand-Decke, anderseits zeigt ihre tiefe Einmuldung und überkippte Lagerung im Bereich der Grünbacher Gosaumulde starke Bewegungen auch nach der Überschiebung an.

Einen Überblick über den Schichtbestand und die Tektonik der an den Rand des Wiener Beckens heranreichenden Grauwackenzone vermittelt A. TOLLMANN (1977) und H. P. SCHÖNLAUB (1980). Die das Wiener Becken berührenden Bereiche des Zentralalpin mit ihren kristallinen und mesozoischen Anteilen sind u. a. festgehalten in Darstellungen von A. TOLLMANN (1964, 1977) und Übersichten von A. PAHR (1980), betreffend das Semmering-Wechsel-System, das Rosalien- und das Leithagebirge und die Hainburger Berge als Anteil der Tatriden.

1.1.2. Beckenuntergrund

Im Untergrund des südlichen Wiener Beckens setzt sich der alpine Bau mit im wesentlichen allen Zonen, wie sie obertags vorliegen, fort (Taf. 2). Die Bohrdichte ist infolge mangelnder Kohlenwasserstofflagerstätten geringer als im nördlichen Wiener Becken.

So ist die Fortsetzung der Flyschzone in das Wiener Becken hinein erst im nördlichen Wiener Becken erbohrt, ebenso die vordersten kalkalpinen Einheiten, deren Äquivalent erst im Raum Kaisermühlen, Kagran, Hirschstetten, Breitenlee, Aderklaa und Raasdorf nachgewiesen wurden. Hier jedoch mit allen Strukturen umfassend Höllensteinantiklinale, Flösselmulde, Teufelsteinantiklinale, Perchtoldsdorfer Mulde, wobei die Antiklinalkerne von anhydritführenden Opponitzer Schichten und Hauptdolomit, die Muldenzonen von Rhät bis Neokom bzw. höherer Unterkreide gebildet werden. Diskordant legt sich darüber im Raum Breitenlee und Aderklaa geringmächtige Oberkreide und eine mehrere hundert Meter mächtige Turbiditfolge des Ober-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

maastricht bis Paläozän. In Wien südlich der Donau markiert St. Marx 2 den Verlauf dieser Gießhübler Mulde.

Die im Gebiet Hinterbrühl ausgeprägte Stirnzone der Göllerdecke findet sich wieder in der Bohrung Laaerberg 1 (Taf. 3, 4) mit Permoskyth in Form eines tektonischen Reibungsteppichs, bestehend aus Trümmern von grünlichen und violetten Tonschiefern, grauem Anhydrit und dunklem Dolomit. Eine dunkelbräunlichgraue Mergelstrecke gibt sich durch ihre Mikrofauna als Jura-Schürfling der in dieser Zone üblichen Art zu erkennen. Die Mitteltrias ist nur rudimentär durch Reiflinger Schichten vertreten. Geringmächtige Lunzer- und Opponitzer Schichten unterlagern die mächtige Folge von Hauptdolomit, die zusammen mit Dachsteinkalken im Gebiet Rothneusiedl, Oberlaa, Kledering 1 und 3, Johannesberg 2, 3, 4 und Schwechat 1 breiten Raum einnehmen. Die meisten Bohrungen erreichten den Beckenuntergrund bereits unter dem Leopoldsdorfer Bruch (Taf. 2). Kössener Schichten in den Bohrungen VOC 1 und bruchbedingt abgesenkt in Kledering 3 bilden das Hangendste der eine Muldenstruktur bildenden und wohl mit der Anningermulde zu verbindenden Obertriasfolge des Gebietes Oberlaa. Jenseits des Leopoldsdorfer Bruches setzt sich der Hauptdolomitkörper abgesenkt und durchgerissen fort und wurde im Gebiet Aspern, Eßling, Breitenlee und Raasdorf durch Bohrungen erschlossen, wenn auch infolge deren nordrandlicher Position nur mehr in verminderten Mächtigkeiten. Demselben Dolomitzug gehört letzten Endes der Dolomit von Schönkirchen Tief an.

Unter der Überschiebung der Werfener Schichten in Laaerberg 1 wurden von 1632 m bis zur Endtiefe von 2800 m Anteile einer unter der Göllerdecke liegenden tieferen Einheit angetroffen. Es handelt sich um Schichten der Mitteltrias bis Malm, lokal Gosau. Es liegen mindestens vier tektonische Schubgrenzen vor. Die Fazies der angetroffenen Schichten zeigt bestimmte Charakteristika. In der Mitteltrias überwiegen mittel- bis dunkelbräunlichgraue Dolomite und Kalke und gelegentlich damit vergesellschaftete Anhydrite. Die Fazies entspricht am ehesten der Steinalm- und Reichenhaller Fazies. Das Karn ist durch Lunzer- und Opponitzer Schichten vertreten. Hauptdolomit fehlt. Bemerkenswert ist eine Einschuppung von Oberalmer Schichten und eine Einklemmung von Mergelkalk und Brekzie des Campan. Die Fazies hat Parallelen zu der im Schwechattal auftretenden Sattelbachserie. Direkte tektonische Verknüpfungen sind jedoch unsicher. Die Bohrung Favoriten T 1 erbohrte unter Hauptdolomit und Permoskyth der Göllerdecke nur Mitteltriasdolomit derselben tieferen Schuppenzone.

Die Südzone der Göllerdecke ist vertreten in den Bohrungen Laxenburg 1, 2, Himberg 1, 2 und Himberg Ost 1 (Taf. 2).

Als jüngstes Schichtglied wurde durch die Bohrung Laxenburg 1 Gosau von 542—631 m erbohrt. Nach einer Einschaltung von Enzesfelder Kalk und darunter Radiolariten setzt sich die Abfolge von 750 m bis zur Endtiefe von 800 m mit bunt verfärbter, limnischer Gosau mit Juragerölen fort.

Das Bohrprofil von Laxenburg 2 (Taf. 3, 4) erbrachte zuoberst Lias, zunächst in Graufazies mit Mergelkalken, Kalkareniten und Mergelschiefern, basal mit buntem Enzesfelder Kalk. Die Obertrias wird zuoberst mit Kössener Schichten und Dachsteinkalk vertreten, erstere streifen infolge steil sigmoidaler Lagerung tiefer nochmals das Bohrloch. Der Dachsteinkalk geht tiefer in Hauptdolomit über, in beiden Abschnitten sind typische Sedimentmerkmale, wie Loferite, Intraklastbildung, Kleinverwühlung usw., ausgeprägt. Im untersten Teil zeigen dunkle Kalkeinschaltungen mit Fossil-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

detritus und Megalodontenlumachellen karnisches Alter an. Unter einem Band Lunzer Schichten folgt Wettersteindolomit. Die Mikrofauna des Lias und der Obertrias ist dokumentiert bei E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962.

Die Bohrungen von Himberg erreichten den Beckenuntergrund bereits bruchgekappt und Anteile desselben sind auch von der Absenkung betroffen.

In der Bohrung Himberg 1 (Taf. 4) ist zunächst die Überschiebung der Göllerdecke durch die permoskythische Basis der höheren Kalkalpendecken erfaßt, die aus zertrümmerten und abgeriebenen Tonschiefern und grauem Dolomit- und Anhydritmaterial besteht. Darunter folgt Malm der Göllerdecke in Beckenfazies mit mergeligem, z. T. auch arenitischen bis grobbiodetritischen Kalk, sowie dunkelbräunlichem Hornstein und Zwischenlagen von Mergelschiefern (Oberalmer Schichten). Die Dachsteinkalk-Hauptdolomitstrecke ist durch Bruchdurchgänge stark verkürzt. Sie wird unterlagert von Lunzer Schichten und Wettersteindolomit. Ausschließlich aus letzterem besteht der Untergrund in Himberg 2 von 1632 bis 1750 m.

In der Bohrung Himberg Ost 1 wurde ebenfalls noch die Basis der höheren Kalkalpendecken in Form von Permoskyth mit grünlichen und violetten Tonschiefern und dunkelgrauen Ahydriten und Dolomiten festgestellt (2870—2938 m), hier jedoch überlagert von limnischer Gosau mit bunten Mergeln (gelbbraun, gelbgrün, rötlichbraun), Kalkareniten bis Feinbrekzien und Geröllmergeln mit kalkalpinem Material (2813 bis 2870 m). Die Überschiebung erfolgt auf Kössener Schichten, Plattenkalk und Hauptdolomit der Göllerdecke (2938—3004 m).

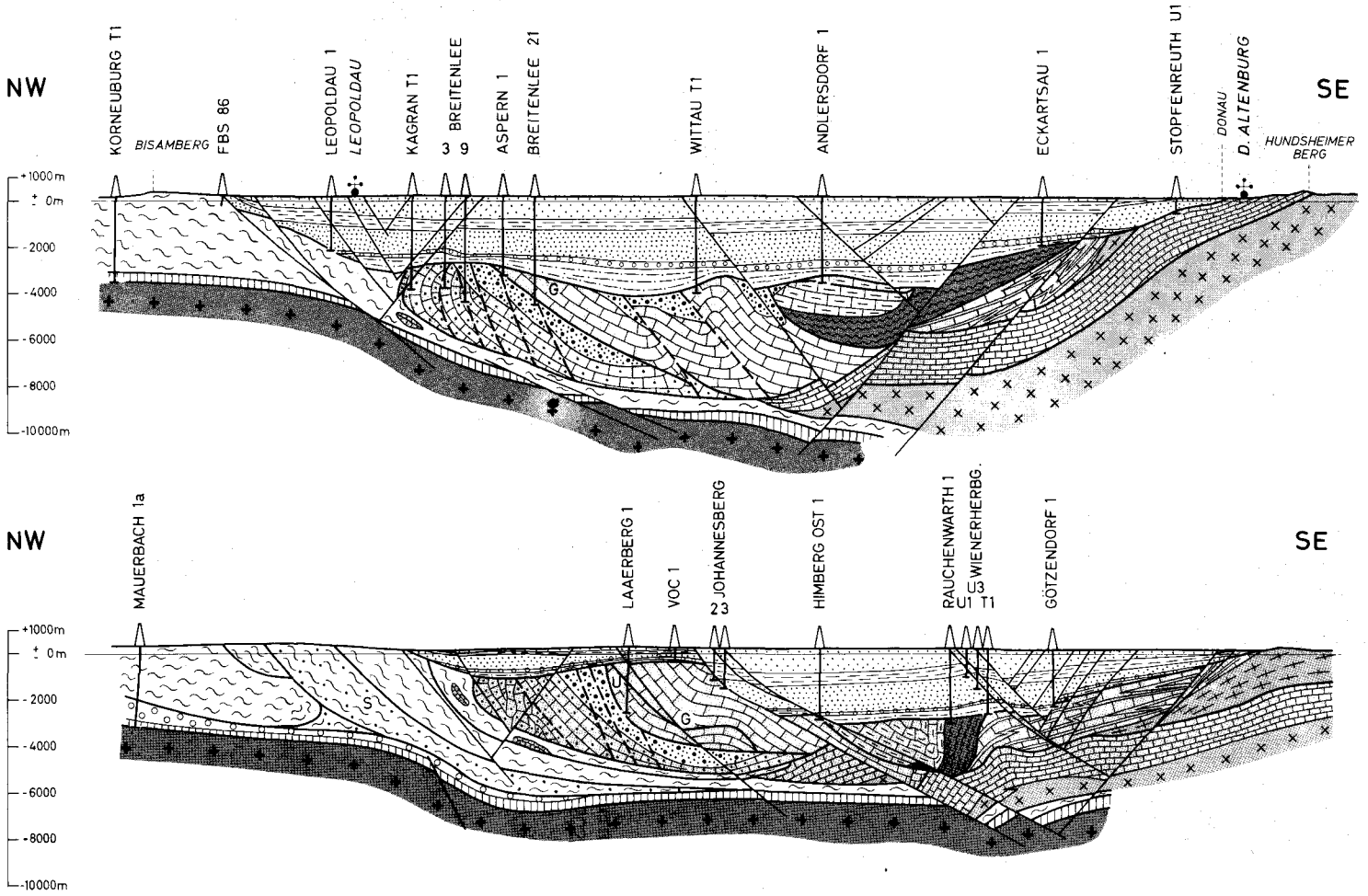
Die Hauptmasse der höheren Kalkalpendecken, deren Basis durch die Bohrungen Himberg 1 und Himberg Ost 1 festgestellt wurde, liegt in Form mächtiger Wettersteinfazies vor (Taf. 4). In Sollenau 1 wurde nur Wettersteinkalk nachgewiesen. In Tattendorf 1 besitzt der braungraue Wettersteinkalk, der den oberen Abschnitt einnimmt, typische Mikrofazies (u. a. reich an Tubiphyten). Dünne Einlagerungen von braunroten bis grünen Tonschiefern mit entsprechenden Verfärbungen im benachbarten Kalk erinnern an Gesteinsabschnitte im Raxgebiet. Den Kalk unterlagern mittelbraungraue bis violett und rötlich getönte körnige Dolomite, gegen unten zunehmend dunkel. Darunter liegt dunkelgrauer, sandiger Tonschiefer der Grauwackenzone, basal noch verschuppt mit Kalkalpin.

Die Fortsetzung der Grauwackenzone findet sich erst wieder nordostwärts, wobei zwei Gesteinstypen unterscheidbar sind: In Fischamend T 1 lassen sich dunkle Tonschiefer, Quarzarenite und Quarzwacken bei 3160—3238 m mit obertägigen karbonen Ablagerungen vergleichen. Davon heben sich dunkle Kalkschiefer, zerknittert und teilweise mit kalkreicheren Laminationen ab. Im ehemaligen Verwitterungsbereich des Untergrundreliefs können sich violettrötliche Verfärbungen einstellen. Diese Ausbildung erschlossen die Bohrungen Rauchenwarth 1 (2998—3274 m), Enzersdorf 17 (2316—2800 m) und Wienerherberg 1 (2534—2574 m). In der Bohrung Wienerherberg T 1 (Taf. 5) sowie in der Bohrung Orth 1 bilden den obersten Teil des Beckenuntergrundes noch dunkle Schiefer der Grauwackenzone, die auf Zentralalpin überschoben sind.

Die Fortsetzung des Semmeringmesozoikums wird durch die Bohrung Weigelsdorf 1 markiert. Keuper mit grünen und violetten Tonschiefern, dünnen blaßvioletten bis beigen Dolomitlagen und mit grünlichen Quarziten, wird hier bei sichtlich inverser Folge von dunklen Kalken und Dolomiten der Mitteltrias überlagert (Taf. 5). In

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

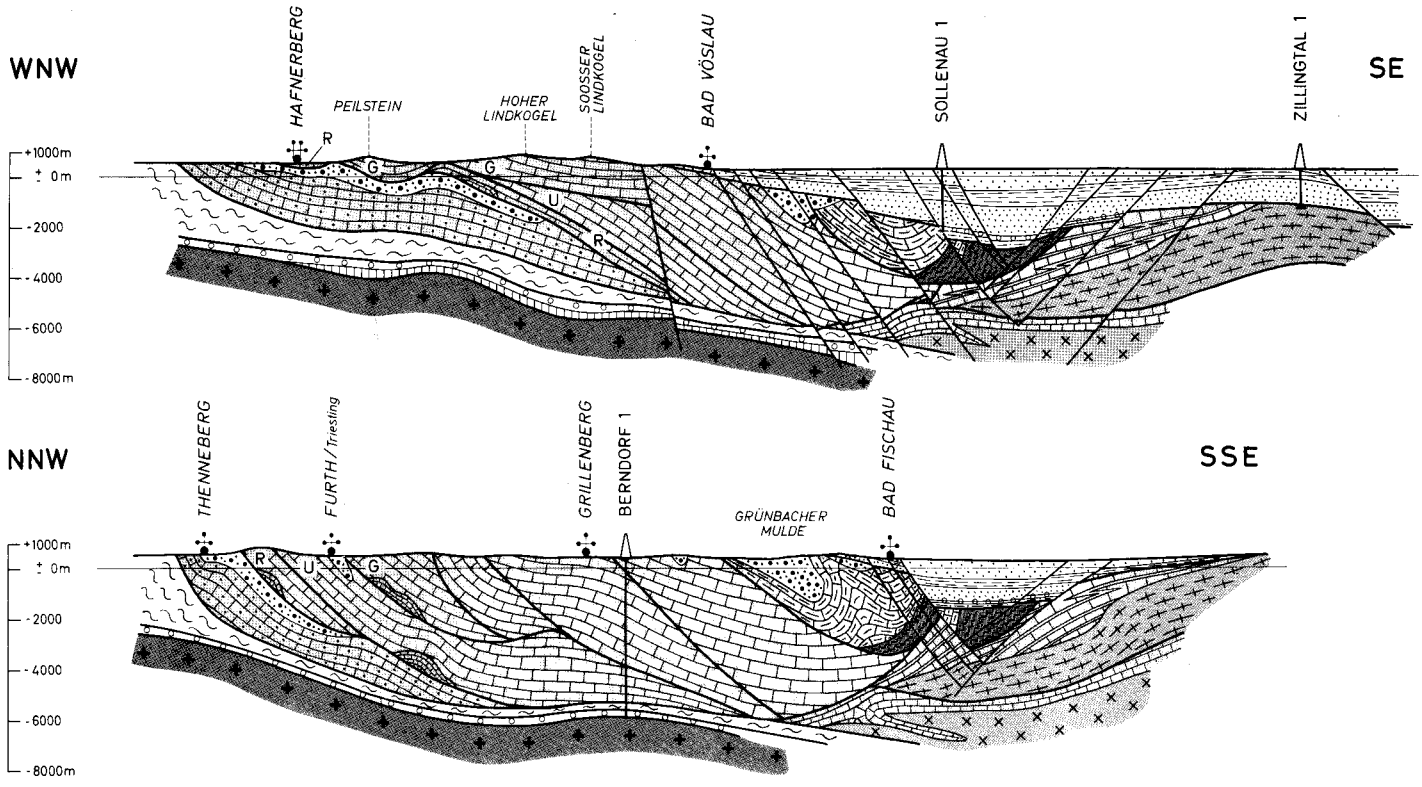
Tafel 3: TIEFBAU DES NORDOSTABSCHNITTES DER ALPEN UND DES WR. BECKENS



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Fortsetzung Tafel 3



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

WIENER BECKEN

PANNON

SARMAT

BADEN

ADERKLAAER KONGLOMERAT

KARPAT, OTTNANG (O)

MOLASSE

AUTOCHTHONES MESOZOIKUM

BÖHMISCHE MASSE (KRISTALLIN, PALÄOZOIKUM)

FLYSCHZONE, SCHOTTENHOFZONE (S)

TATRIDEN, PIENIDEN

MESOZOIKUM INCL. KLIPPEN

KRISTALLIN

ZENTRALALPIN

MESOZOIKUM

KRISTALLIN

KALKALPIN

FRANKENFELS - LUNZER SYSTEM

ÖTSCHER DECKE sl.
R REISALPEN DECKE
U UNTERBERG DECKE
G GÖLLER DECKE

HÖHERE KALKALPENDECKEN

OBERKREIDE - PALÄOGEN

GRAUWACKENZONE

BRUCH

ÜBERSCHIEBUNG

AUFSCHIEBUNG

G. WESSELY
GEZ. : O. DVORAK

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Götzendorf 1 liegen dunkle Dolomite tektonisch bedingt inmitten von Keupergesteinen, die von 2366 bis 2413 m reichen. In Regelsbrunn 1 wurden die dunklen Mitteltriasdolomite in normaler Lagerung unter typischem bunten Keuper angetroffen (Taf. 5). Die ausgedehnte Verbreitung des Keupers belegen weiters die Bohrungen Orth 1 (A. PAPP, J. KAPOUNEK, 1969), Wienerherberg T 1 (Taf. 5) und Maria Ellend 1. Im Beckenuntergrund letzterer Bohrung wechsellagert die Keuperfazies mit Kössener Schichten und wird von den dunklen kalkigen Mergeln einer Beckenfazies des Lias überlagert. Kössener Schichten und Lias liegen auch in Enzersdorf Ost 1 vor (2594—2705 m). Die Bohrung Gerhaus 1 durchteufte rötlichen Semmeringquarzit und verblieb in Konglomeraten und Schiefern des zentralalpinen Verrucano. Der Untergrund in der Bohrung Stopfenreuth 1 läßt sich gut mit den Triaskarbonaten am Beckenrand (Deutsch Altenburg) vergleichen und ist somit Tatrikum (Taf. 5).

1.1.3. Alpiner Tiefbau

Die Vorstellungen über den Tiefbau und Tiefgang des Alpenkörpers am Rand und im Untergrund des Wiener Beckens (Taf. 3, Verlauf der Schnitte in Taf. 1) gründet sich auf einige direkte Bohrnachweise und Extrapolationen von Mächtigkeits-, Fazies- und Strukturverhältnissen von Bohrungen, die den Beckenuntergrund antrafen, in die Tiefe. Nachgewiesen wurde der steile Falten- und Schuppenbau mit sehr tiefreichenden Strukturelementen am Kalkalpennordrand, der Bau und der Tiefgang der Gießhübler Mulde mit einer Reihe von Aufschiebungen innerhalb derselben und schließlich die Überschiebung durch die Ötscherdecke s. l.

Der Schuppenbau im tieferen Teil der Bohrung Laaerberg 1 zeigte, daß unter der Göllerdecke auch im Wiener Becken tiefere Einheiten der Ötscherdecke s. l. vorliegen können. Einen Wechsel der Mitteltriasfazies in der Göllerdecke von Beckenfazies an der Stirne zur Plattformentwicklung gegen Süden zu zeigt der Vergleich von Laaerberg 1 und Laxenburg 2 bzw. Himberg 1 und 2. Die Bohrung Berndorf 1 brachte eine Vorstellung über die große Mächtigkeit und den bis 5640 m reichenden Tiefgang der mittleren Kalkalpendecken vor Einsatz der höheren Kalkalpendecken. Es wurden keine nördlicheren Einheiten mehr erfaßt, die Unterbergdecke liegt über Flysch. Die Mächtigkeit der höheren Kalkalpeneinheiten wurde durch die Bohrung Tattendorf 1 (Taf. 4) auch im Wiener Becken bestätigt. Gleichzeitig ihre Unterlagerung durch Grauwackenzone. Die Bindung letzterer eher an eine Kalkalpeneinheit legen seismische Ergebnisse nahe (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981).

Wenn man die Schnitte durch die Kalkalpen im SW denen in NE gegenüberstellt, ist eine Verminderung der Mächtigkeit des Deckenstapels gegen NE zu verzeichnen, die den durch Absenkung im Becken bedingten Tiefgang des Kalkalpenkörpers etwas kompensiert.

Ein Vergleich der Mächtigkeit des Flysches in der Bohrung Mauerbach 1 und Berndorf 1 zeigt, daß der Flysch, der vor der Kalkalpenstirn noch normale, ursprüngliche Abfolgen und Mächtigkeiten besitzt, unterhalb der Kalkalpen infolge Abschürfung ausgedünnt und lückenhaft vorliegt. Der Flyschkörper wird kubaturmäßig sozusagen vom Kalkalpenkörper ersetzt. Dieses Phänomen zeigten auch die kalkalpinen Bohrungen Urmannsau 1 und Vorderriß 1 (G. H. BACHMANN & M. MÜLLER, 1981). Eine Aussage, wie weit der Flysch nach Süden reicht, ist nicht möglich. Vorstellungen über die Lagebeziehung zum Pieniden-Tatridenkomplex bleiben hypothetisch. Auch die

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Darstellungen der Lagerungsverhältnisse, der Mächtigkeiten und des Tiefganges des Zentralalpin und der Tatriden sowie die Lagebeziehung derselben zueinander können mangels eines Bohrnachweises nur auf regionalen Überlegungen und einigen obertägigen Indizien basieren. Hier legen Schürflinge an der Basis der Ötscherdecke s. l. einen einstigen Reibungskontakt mit mesozoischen Einheiten des Pieniden-Tatridensystems nahe.

1.2. Abschätzung des subalpinen Baues

Für die Kenntnis des subalpinen Unterbaues der Randzone und des Untergrundes des Wiener Beckens stehen nur wenige Daten zur Verfügung. Die wichtigsten Anhaltspunkte geben Bohrungen in Beckennähe, die das Kristallin der Böhmischen Masse erbohrten, wie die Bohrungen Berndorf 1, Manzing 1, Mauerbach 1, Höflein 1 und Korneuburg T 1. Mit Hilfe seismischer Untersuchungen konnten hier nur wenige zusätzliche Informationen über die Unterkante der alpinen Überschiebungen und die Kristallinoberkante erreicht werden. Im südlichen Wiener Becken wurde bisher keine Bohrung bis ins Kristallin geführt, es muß daher indirekt der Tiefgang des Kristallinsockels abgeschätzt werden. Dies zunächst unter Berücksichtigung der vielfach bekannten Neogenmächtigkeiten. Weiters durch eine Zusammenstellung der räumlichen Verteilung und Mächtigkeit des alpinen Deckenstapels sowohl mit Hilfe von Bohrungen, die in denselben eindrangen, als auch von Oberflächendaten. Seismische Untersuchungen brachten diesbezüglich noch keine konkreten Anhaltspunkte. Im wesentlichen ergibt sich einerseits ein Abfall des Kristallinsockels von der Alpenstirne in Richtung Zentralalpin, anderseits quer dazu gegen die Achse des Wiener Beckens. Eine Bedeckung des Kristallins durch autochthones Mesozoikum (Jura und Oberkreide) sowie durch Molasse ist aufgrund von Extrapolationen aus dem Norden und von Indizien (Gerölle von Plattformjura im Schottenhofkonglomerat, siehe G. WACHTEL& G. WESSELY, 1981) anzunehmen. In der Position der Bohrung Berndorf 1 fehlt allerdings autochthones Mesozoikum.

1.3. Neogene Sedimentation und bruchtektonische Gliederung im südlichen Wiener Becken

Das südliche Wiener Becken, dokumentiert in einer Reihe von Arbeiten, aus denen stellvertretend nur die Abhandlungen von R. JANOSCHEK, 1943, E. THENIUS, 1974, und die neuere Zusammenfassung von W. FUCHS, 1980, herausgegriffen seien, gliedert sich in eine Reihe von Hoch- und Absenkungszonen, die durch Brüche unterschiedlicher Sprunghöhen und lateraler Erstreckung akzentuiert sind (Taf. 1—3). Die wesentlichen Elemente sind die seicht liegenden Randsäume im Osten und Westen des Wiener Beckens, begleitet von tiefreichenden Depressionen wie das Schwechater Tief oder die Mitterndorfer Senke. Im nördlichen Zentralteil hebt sich das Enzersdorfer Hoch heraus, während der Südteil nur von einer Absenkungszone beherrscht wird, dem vor allem die Wiener Neustädter Senke angehört. Die Brüche sind zum Großteil synsedimentär, so daß die Sedimente in ihrer Mächtigkeit stark schwanken. Mächtigkeiten von nur einigen hundert Metern auf Hochzonen stehen tausende in abgesenkten Anteilen gegenüber. Dabei erfolgt eine Streckung der Profile oft mit allen Details.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Stratigraphie und Fazies wurde bereits oftmals dargestellt, zuletzt zusammenfassend von A. KRÖLL, 1980, und betreffend den Raum des Kartenblattes Wiener Neustadt von F. BRIX, 1981. Die Sedimentation beginnt im Karpat mit terrestrisch-limnischen Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln der Gänserndorfer und Aderklaaer Schichten. Nebenbecken mit Kohlebildungen aus dieser Zeit sind im Raum Berndorf und Pitten erhalten. Im Wiener Becken nimmt das Karpat vor allem tiefere Beckenteile ein. In den meisten randnahen Bereichen und in ausgeprägten Hochzonen fehlt es (Laxenburg, Oberlaa) oder ist stark reduziert (Laaerberg 1). Diskordant darüber liegt das Aderklaaer Konglomerat mit Geröllmaterial aus den Kalkalpen, Zentralalpen und Karpaten. Während seine Verbreitung den Westrand nicht erreicht, ja sogar in Hochpositionen wie Laxenburg fehlt, kommt es am Ostrand nördlich und südlich des Leithagebirges zutage. Die Badener Serie besteht aus marinen Mergel- und Sandsteinfolgen in abgesenkten Beckenanteilen. Davon ist das obere Baden reicher an Sandschüttung. In randnahen Bereichen kommt es zur Bildung von klastischen Strandsäumen und Lithothamnienplattformen (Tattendorf, Weigelsdorf), die auch in ehemaligen Elevationen wie Laxenburg angetroffen werden. In Nebenbecken des Westrandes wie im Gaadener Becken verzahnen sich fluviatile, aus Flyschmaterial bestehende Schotter mit marinen Mergeln. Im brackisch entwickelten Sarmat unterscheiden sich ebenfalls Beckensedimente, bestehend aus Mergeln und bestimmten gut korrelierbaren Sandsteinhorizonten von litoralen, sandig-kalkigen Ablagerungen. Im Pannon nehmen ab den tieferen mergelreichen Abschnitten, die durch bestimmte Sandlagen gut korrelierbar sind, gegen oben hin bei fortschreitender Aussüßung die Sandschüttungen stärker zu und im Pont schalten sich auch Schotterlagen dazwischen. In Westrandnähe dringen auch schon im Unterpannon Schotter mit Flyschgeröllen ins Becken vor. Im Pont kommt es zur Bildung von Kohlen bei Sollenau und Zillingsdorf. Im südlichen Anteil des Wiener Beckens werden diese Ablagerungen von jüngeren Konglomeraten des Pont-Daz in Form der Rohrbacher Konglomerate und Würflacher Wildbachschotter bedeckt. In der Mitterndorfer Senke kommt eine stärkere junge Depression durch eine besondere Mächtigkeit relativ junger, pleistozäner Schotter zum Ausdruck.

Die intensive Bruchtektonik, die mit der Absenkung des Wiener Beckens verbunden ist, wird in vorliegender Arbeit, bezogen auf den alpinen Beckenuntergrund (Taf. 2), dargestellt.

Die Grundlagen für die strukturelle Darstellung bilden Bohrungen, seismische Unterlagen und Kartierungen, zum größten Teil durchgeführt im Rahmen der Aufschlußtätigkeit auf Kohlenwasserstoffe, wobei die Arbeiten noch im Gange sind. Es wurden für den Beckenuntergrund neben den umfassenden Darstellungen von A. KRÖLL und J. KAPOUNEK Tiefenpläne und seismische Zeitpläne von K. SCHIMUNEK im Gebiet Neunkirchen, von H. KLOB im Nordabschnitt des Gebietes und eigene Strukturkarten aus dem Gebiet Aderklaa bis Oberlaa einschließlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems herangezogen. Im engeren Stadtgebiet von Wien und entlang des unmittelbaren Beckenrandes fehlen seismische Profile. Ein Profil entlang der Donau konnte einen Teil der Lücke schließen. Gegen Süden reicht das Netz der seismischen Untersuchungen mit Fehlstellen im Raum Wiener Neustadt bis südlich Neunkirchen. In diesen Abschnitten war es oft nötig, die aus Kartierungen (u. a. F. BRIX, 1981) sich ergebenden Brüche in das Niveau des Beckenuntergrundes hinunterprojizieren. Eine wesentliche Stütze bot die Strukturkarte der Oberkante Sarmat von H. UNTERWELZ in A. KRÖLL, 1980.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Der bruchtektonische Bauplan im südlichen Wiener Becken ist gekennzeichnet durch eine Interaktion einer N—S und einer SW—NE streichenden Bruchrichtung. Möglicherweise ist dies auf eine Divergenz in der Erstreckung alter, im Unterbau angelegter Schwächezonen und der Richtung der jungen Zerrung zurückzuführen. Das Alter der Brüche reicht vom Baden, möglicherweise schon vom Karpat an, bis ins Pannon, wobei die Intensität der Bruchtektonik infolge stets neu entstehender Brüche im Laufe der Zeit gegen unten zunimmt. Der Beckenuntergrund ist demnach sicher stärker gestört als jüngere Neogenschichten. Die Sprunghöhen nehmen infolge der synsedimentären Absenkung zu, je tiefer die Bezugshorizonte liegen. Eine Verfolgung der Bruchtektonik bis in größere Tiefen zeigt, daß gegebenenfalls Brüche zum Teil bereits im Neogen, oft aber erst im Alpenkörper oder darunter zu Paaren zusammenlaufen, wobei jeweils eine Störung an einer anderen offensichtlich endet. So ergeben sich Kerben in der Kruste, wobei der durch Zerrung bedingte Raumüberschuß im Verlauf des Neogen mit Sedimenten aufgefüllt wird. Unterhalb der Kerben dürften die Sprunghöhen weitgehend abgebaut sein. Im Nordteil des südlichen Wiener Beckens existieren zwei Einkerbungen, eine auf der westlichen Randscholle (Taf. 3, Schnitt 2, 3) und eine tiefgreifende zwischen Leopoldsdorfer Bruchsystem und dem östlichen Rand. Im Zentrum letzterer liegt eine junge seichtere Grabenzone. Gegen das Südende des Wiener Beckens erfolgt eine Reduktion auf nur ein Grabensystem (Taf. 3, Schnitte 5, 6). An den Beckenrändern haben die Brüche relativ geringe Sprunghöhen, bis zu maximal 100 m. Beherrschendes Element ist erst das Leopoldsdorfer Bruchsystem mit einer Sprunghöhe über 4000 m (Taf. 2, Taf. 8, Schnitt A). Das System besteht aus mehreren Brüchen, die lateral rasch an Sprunghöhe verlieren können oder sich in ihrer Sprunghöhe ersetzen. Entsprechend der zirkularen Form des Schwechater Tiefs besitzen die Brüche im Bereich des Zentrums desselben einen unverhältnismäßig hohen Versetzungsbetrag. Durch den Leopoldsdorfer Bruch wird die Göllerdecke weitgehend durchgerissen. Dabei wird der Hauptdolomit der Tiefscholle von dem der Hochscholle getrennt. Von größerer Bedeutung sind auch die Brüche, die die Mitterndorfer Senke und das Wiener Neustädter Becken bedingen. Weit geringere Sprunghöhen besitzen die Brüche, die den unmittelbaren Rand des Wiener Beckens begleiten. Sie spielen nur in bestimmten Abschnitten eine Rolle bei der morphologischen Prägung des Beckenrandes, häufig ist er nur erosionsbedingt. Auch am Beckenrand ist ein stetiges laterales Ausheben der Brüche zu verzeichnen und keine durchgehende Linie, die der Bezeichnung „Thermenlinie" gerecht würde, anzunehmen.

2. Hydrologische Gegebenheiten

2.1. Die porösen wasserführenden und abdichtenden Gesteinszonen

Bei der Beurteilung der Porositäts- und Abdichtungsverhältnisse alpiner und neogener Schichtglieder werden vor allem die in der Erdölgeologie bestehenden Kriterien verwendet. Sie können von den in oberflächennahen Verwitterungsbereichen geläufigen Zuordnungen abweichen, wo meist größere Porositätswerte auch in ansonsten dichten Gesteinen vorliegen.

Durchlässige Gesteine des Kalkalpin sind Dolomite der Mittel- und Obertrias (Wetterstein- und Hauptdolomit), deren Porosität hauptsächlich auf Klüftung ver-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schiedener Dimension zurückzuführen ist. In Platten- und Dachsteinkalken ist durch Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten die Porosität begrenzt. In reinen Kalken, wie Gutensteiner-, Steinalm-, Wetterstein-, Reiflinger-, Opponitzer Kalken, sowie obertriadischen Riffkalken und Jurakarbonaten ist nur bei Verkarstung und extremer Zerrüttung Wegsamkeit zu erwarten. Bei Verkarstung von Wettersteinkalken und obertriadischen Riffen kann sie jedoch erheblich sein. Infolge mächtiger Entwicklung der triadischen Plattformsedimente stellen diese, wie vor allem die Bohrung Berndorf zeigte, Speichergesteine mit immenser Kubatur dar.

In der zentralalpinen Gesteinsabfolge sind mitteltriadische Dolomite als gute Speichergesteine anzusehen. Möglicherweise sind auch die untertriadischen Semmeringquarzite bei entsprechender Klüftung durchlässig.

Von den Neogengesteinen ist das Aderklaaer Konglomerat ein gutes Trägergestein, ebenso bestimmte Lagen von Sandsteinen des Baden, Sarmat und Pannon, vor allem des Oberpannon. Sie besitzen intergranulare, oft hohe Porosität, ihre Permeabilität hängt jedoch vielfach vom Zementations- oder Vermergelungsgrad ab. Ihre Ausdehnung ist oft großflächig, kann jedoch durch fazielle oder bruchbedingte Barrieren unterbrochen sein.

Als kalkalpeninterne Dichtezonen sind Ton- und Mergelschiefer, Sandstein- und Mergelkalke der Gosau, vor allem die Turbidite der Gießhübler Schichten anzusehen. Dichtebarrieren können auch Werfener und Lunzer Schichten samt ihren völlig verzementierten Sandsteinlagen, ebenso Rhät, Jura und Unterkreide in Beckenfazies zufolge ihres Gehaltes an Mergel und Mergelkalken bilden. In den mesozoischen Kalken sind zum Unterschied von den Dolomiten die Klüfte durch Kalzit verheilt. Die Isolierfähigkeit all dieser Schichten wird vor allem bei geringer Mächtigkeit durch die häufig überschiebungsbedingten Störungen und der damit verbundenen Zerrüttungen herabgesetzt.

Der Flysch besteht im wesentlichen aus dichten Gesteinen im Form von Peliten. Sandsteinkomplexe sind infolge starker Zementierung nur in bestimmten Fällen porös, vor allem in alttertiären Anteilen. Die pelitisch-klastischen Grauwackengesteine sind praktisch als dicht anzusehen.

Im Zentralalpin selbst sind neben dem Kristallin die obertriadischen Keuperablagerungen, Kössener Schichten und Liasablagerungen in Beckenfazies undurchlässig.

Große Bedeutung als dichtes und damit lenkendes Element kommt den Tonmergeln des Neogen des Wiener Beckens zu, die jeweils genügend Mächtigkeit besitzen, um die porösen Lagen vollkommen zu trennen. Bruchdurchgänge bewirken im Kalkalpin Wegsamkeit, im Neogen eher Abdichtung.

2.2. Einzugsbereiche der Oberflächenwässer und Voraussetzungen der Wegsamkeit in der Tiefe

Nach der Häufigkeit und den Mächtigkeiten konzentrieren sich demnach die porösen Zonen auf das Kalkalpin. Dieses ist an seiner Front und zu einem großen Teil in seinem Liegenden von der dichten Masse des Flysches begrenzt. Die an der Basis der höheren Kalkalpendecken liegenden Grauwackengesteine bilden einen südlichen Dichtekeil gegen das Zentralalpin (Taf. 7).

Die Kalkalpen umfassen Zonen unterschiedlicher Größenordnung von Speicherfähigkeit bzw. Durchlässigkeit. Der vorderste, dem Frankenfels-Lunzer-System zuge-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

hörige Bereich besitzt zufolge der steten Verringerung der Hauptdolomitmächtigkeit gegen Norden zu bei fehlender Dolomitfazies in der Mitteltrias und bei stärkerer Betonung dichter Jura- und Kreidesedimente im Gegensatz zu hangenden Kalkalpendecken geringere Bedeutung als Aquifer. Der Dolomitkörper ist obertags hauptsächlich in der Höllenstein- und Teufelsteinantiklinale entblößt, quert bei axialer Absenkung den Stadtbereich von Wien in nordöstlicher Richtung und gelangt E des Leopoldsdorfer Bruchsystems in größere Tiefen. Die bis zu 1000 m mächtigen Oberkreide- und Paleozänschichten der Gießhübler Mulde, sowie die aus Werfener Schichten mit Evaporiten bestehende Basis der nächsthöheren Deckengruppe, vor allem der Göllerdecke, bewirken eine durchgehende Trennung von den Karbonaten der tieferen und mittleren Deckeneinheiten.

Für die Hydrodynamik des südlichen Wiener Beckens und seines Randbereiches von ausschlaggebender Bedeutung sind die mächtigen Mittel- und Obertriasdolomite der Göllerdecke und der vom Rand entfernter zutage tretenden Unterberg- und Reisalpendecke, die jedoch noch verdeckt in tieferer Position, einerseits bis weit unter die Göllerdecke, anderseits unter das Wiener Becken hineinreichen. Von Norden gegen Süden sind folgende wichtige Areale der Göllerdecke als Sammelflächen von Oberflächenwässern anzuführen: das überwiegend obertriadische Anninger-Massiv mit Fortsetzung bis Baden, die sehr speicherfähige und ausgedehnte Mitteltriasmasse der Ostflanke des Lindkogelmassives mit einer erneuten Hochschuppung in Baden selbst und schließlich die großen Hauptdolomitareale der Göllerdecke südlich der Linie Peilstein—Bad Vöslau, die sich weit gegen Südwesten und Westen erstrecken und zu denen südlich Gutenstein auch Wettersteindolomit hinzutritt. Letzterer findet sich bedeckt durch Obertrias in Berndorf wieder. Im Wiener Becken erstreckt sich die Obertriasmasse des Anninger-Gebietes in der Mödlinger Scholle bis Oberlaa, aber auch die Mitteltriasdolomite des Südteiles der Göllerdecke reichen bis Laxenburg und Himberg. Am Leopoldsdorfer Bruchsystem sind diese eine großdimensionale hydrologische Einheit bildenden Plattformkarbonate tief abgesenkt und größtenteils durchgerissen. Infolge der Abschiebung wurde der Hochschollenanteil vom Tiefschollenanteil auch hinsichtlich des Reservoirregimes getrennt.

Zwischen der Göllerdecke und den höheren kalkalpinen Decken könnten Dichtezonen von Werfener Schichten und Gosau eine trennende Barriere bilden. Die höheren kalkalpinen Decken besitzen ebenfalls eine nicht geringe hydrologische Bedeutung infolge ihrer mächtigen, verkarsteten Wettersteinkalke, die, wie die Bohrung Tattendorf 1 zeigt, im tieferen Teil auch von Dolomiten abgelöst werden können. Im Gebiet der Rax und des Schneeberges liegt ein ausgedehntes Einzugsgebiet vor. Dazu treten die mächtigen Obertriaskarbonate der Hohen Wand und der Fischauer Berge (N. FENZEL, 1977). Nach strukturgeologischen Untersuchungen (A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY, 1981, Abb. 5) sinkt die Unterkante der höheren Kalkalpendecken bereits außerhalb des Wiener Beckens gegen Nordosten ab. Im Becken selbst ist sie schließlich ebenfalls von der Absenkung des Leopoldsdorfer Bruchsystems betroffen. Eine hydrologische Beeinflussung stellen sicherlich die Grünbacher Gosaumulde und die dichte Basis der Schneebergdecke dar.

Das Zentralalpin tritt infolge der sporadischen Verbreitung der Karbonate des Semmeringmesozoikums vorwiegend mit dichten Gesteinen des Kristallins oder seines permoskythischen Mantels an den Beckenrand heran. Der Einzugsbereich von Ober-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

flächenwässern beschränkt sich daher auf wenige Gebiete. Die Verbreitung von Speichergesteinen im Untergrund des Wiener Beckens dürfte jedoch, wie etliche Bohrungen zeigen, nicht unerheblich sein. Das Semmeringmesozoikum hält sich an die östlichen Absenkungszonen und den Ostrand des Wiener Beckens, hat jedoch auch Anteil am Enzersdorfer Hoch. Nach der hier vertretenen Auffassung über den Bau am Kalkalpensüdrand kann es an der Kalkalpenbasis mit der Göllerdecke in Verbindung treten. Auch ein direkter Kontakt mit tatrider Mantelserie kann in Erwägung gezogen werden.

Ähnlich wie im Falle des Semmeringmesozoikums ist auch die obertägige Verbreitung von Karbonaten der tatriden Mantelserie, in Österreich vertreten in den Hainburger Bergen, im Vergleich zu der im Beckenuntergrund begrenzt. Erst weiter nördlich erweitert sich in den Kleinen Karpaten der Einzugsbereich von Oberflächenwässern.

Das Neogen des Wiener Beckens bedeckt die Aquiferkomplexe des Kalkalpin und des Semmeringmesozoikums. Randlich und im südlichen Beckenteil können poröse Auflagerungen als Einzugsbereich der Untergrundwässer dienen. Globklastika (Tattendorf) oder Lithothamnienkalke (Laxenburg) an der Basis gehören noch zu denselben hydrologischen Systemen. Das Aderklaaer-Rothneusiedler Konglomerat, das große Teile der Mödlinger Scholle einnimmt, ist bereits durch pelitisches Karpat vom Beckenuntergrund getrennt, hat aber am Top des Oberlaaer Hochs Kontakt mit Hauptdolomit und besitzt somit das Regime des oberen Anteils des Beckenuntergrundes, vermutlich auf der gesamten Hochscholle; ebenso im Bereich von Zwischenstaffeln (Favoriten T 1).

Es gibt Hinweise, daß auch höhere Neogensande Kontakt mit dem Beckenuntergrund gegen den Beckenrand hin besitzen.

Die Sandsteine und Konglomerate des Neogen der Tiefscholle sind von denen der Hochscholle tektonisch isoliert.

2.3. Temperaturverhältnisse und chemische Zusammensetzung der Tiefenwässer

Neben den angeführten geologischen Voraussetzungen bilden eine Reihe von Indizien, betreffend Temperatur, Druck und Chemismus, wie sie aus Bohrungen bekannt wurden, aber auch von Quellaustritten an der Oberfläche angegeben sind, notwendige Kriterien für die hydrodynamische Deutung im südlichen Wiener Becken.

Dabei kommt den Daten aus Bohrungen infolge ihrer umfassenderen räumlichen Anordnung Gewicht zu. Es muß allerdings vorweg genommen werden, daß ihre Ermittlung nur in wenigen Fällen primär hydrologischem Interesse diente, und daß sie vor allem in älteren Bohrungen nur als Nebenprodukte bei der Aufsuchung von Kohlenwasserstoffen anfielen.

Für die Ermittlung der Temperaturen in Bohrlöchern stehen folgende, jedoch nie in ihrer Gesamtheit zur Anwendung kommende Möglichkeiten zur Verfügung:

1. Kontinuierliche Temperaturmessungen über die gesamte Bohrstrecke, z. T. in Form von Zementkopfbestimmungen.
2. Punktuelle Messungen auf Sohle mit Maximumthermometer im Zuge jeder Bohrlochschluß- und -zwischenkarottage (BHT = bottom hole temperature).
3. Punktuelle Messungen in Teststrecken bei Open-Hole- oder Casing-Tests.
4. Messungen in Fördersonden anläßlich von Bodendruckmessungen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Bei all diesen Methoden sind jeweils bestimmte Umstände zu berücksichtigen, die die Ermittlung der wahren Gebirgstemperaturen beeinträchtigen. Dies geschieht durch die Einwirkung der Spülung bei deren Zirkulation, wobei unten geringere und oben höhere als die tatsächlichen Gesteinstemperaturen angezeigt werden, durch mechanische Reibungshitze beim Bohren, wodurch vor allem in seichteren Bereichen Verfälschungen eintreten, durch Abkühlung im Zuge der Gasexpansion bei Förderung. Im einzelnen sind diese Einflüsse eingehend gekennzeichnet bei B. KUNZ, 1975. Die günstigsten Aussagen liefern kontinuierliche Temperaturmessungen nach längerem Zirkulationsstillstand.

Temperaturkurven für Zementkopfbestimmungen sind allerdings nur bedingt, und zwar außerhalb der Zementstrecken oder im Bereich alter Zementationen verwendbar. Die ebenfalls sehr wirklichkeitsnahen Werte von Bodendruck- und -temperaturmessungen stammen nur aus Fördersonden, sind also im südlichen Wiener Becken nur auf bestimmte Horizonte eingeengt. Die BHT-Angaben aus Bohrlochmessungen sind spülungsbeeinflußt, günstigere Werte liefern Temperaturmessungen an direkten Formationsmedien bei Tests. Trotzdem wurde versucht, auch bei schwierig zu erfassenden Sonden, aus allen verfügbaren Daten nach sorgfältiger Abwägung und Eliminierung aller fälschenden Einflüsse zumindest größenordnungsmäßig spezifische Temperaturkurven zu erstellen, um ein möglichst umfangreiches Temperaturbild zu erhalten.

Die Ermittlung des Druckes und des Chemismus ist nur durch Tests oder Produktionsversuche möglich, wobei zur genauen Erfassung des Chemismus genügend hohe Zuflußraten Voraussetzung sind.

Eine Verwertung von Druckdaten für Deutungen von Fließbewegungen setzt ein dichtes Informationsnetz voraus, wie es im Bereich von Lagerstätten vorliegt (G. SCHRÖCKENFUCHS, 1975). In bestimmten Positionen auftretende Überdrücke können auf verschiedene Ursachen zurückzuführen sein. Im offenen System der Randscholle herrschen gemäß des erhöhten Wasserspiegels im randlichen Kalkalpengebirge, aber auch infolge von Temperaturunterschieden innerhalb des Wasserweges für den Untergrund des Wiener Beckens Überdruckbedingungen, während sich Horizonte im Neogen davon abweichend verhalten können. Eine andere Art von Überdruck tritt im Gefolge der raschen jungen Absenkung im Bereich des Strukturtiefs von Schwechat auf, wo er vermutlich auf eine stärkere Kompaktion der Sedimente zurückzuführen ist. Dieser Überdruck ist sowohl in basisnahen Neogenschichten als auch im Untergrund nordöstlich des Schwechater Tiefs nachgewiesen (Breitenlee, Aspern, Raasdorf usw.) und zeigt auffällig gleichförmige Werte des Gradienten um 0,125 für ein weiteres Areal. Während im Aderklaaer Konglomerat der Hochscholle Überdruck herrscht, ist in weiten Teilen der Tiefscholle der initiale Druck bis um 30 bar infolge des Zusammenhanges mit dem Matzener Hauptölförderhorizontes abgesenkt.

Bei der Heranziehung des Chemismus für hydrologische Aussagen liegt der Schwerpunkt auf wenigen wesentlichen Kriterien. Diese sind vor allem die Salinität, ausgedrückt im Gehalt an mg Cl/l, der Sulfatgehalt in mg SO_4/l und das Vorhandensein von H_2S, nur qualitativ festgehalten.

Das Studium einer Reihe weiterer Charakteristika würde ohne Zweifel viele interessante Zusammenhänge aufzeigen, ist jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen. In dieser Hinsicht von Bedeutung sind Arbeiten im Labor für Aufschluß und

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Produktion der ÖMV Aktiengesellschaft, die die Frage der H_2S-Führung in Trägergesteinen zum Gegenstand hatten und dokumentiert sind bei W. LADWEIN, 1982. Es wurden hier die Vorkommen von H_2S im Bereich kalkalpiner Lagerstätten und deren Aquifere im Untergrund des Wiener Beckens untersucht und ihre Entstehung und Herkunft gedeutet. Von verschiedenen Deutungsmöglichkeiten, u. a. bakterieller Sulfatreduktion, thermischer Zersetzung organischer Schwefelverbindungen und thermischer Sulfatreduktion ist für die H_2S-Führung in kalkalpinen Gesteinen in größeren Tiefen letztere verantwortlich, wobei dafür die Anhydritkomplexe des Permoskyth, des Anis (Reichenhaller Niveau) und des Karn (Opponitzer Niveau) herangezogen werden. Durch Isotopenuntersuchungen kann die Herkunft weiter eingeengt werden. In seichteren Bereichen erfolgt bakterielle Sulfatreduktion. Das Verbleiben von Schwefelverbindungen in Karbonaten und Fehlen derselben in siliciklastischen Ablagerungen (z. B. Gosau, Neogen) wird auf den Mangel oder das Vorhandensein von Eisen zurückgeführt, das H_2S in Form von Pyrit bindet. Während die Karbonate arm an Eisen sind, liegt es in siliciklastischen Ablagerungen in ausreichender Form vor. Der Gehalt an SO_4 und H_2S ist in Karbonaten mit Salz- und Süßwasserführung in gleichen Maßen vertreten.

Einer hydrologischen Modellerstellung sollen zunächst Bemerkungen über das spezifische thermische Verhalten der in diesem Raum beteiligten Gesteinszonen vorangestellt werden. Dabei kann nicht eingegangen werden auf Betrachtungen über den generellen Wärmefluß und die großregionale Wärmeverteilung in diesem Bereich. Entsprechend der Materialzusammensetzung der tektonischen Einheiten müssen die an Peliten reichen Sedimente der Molasse, des Flysches, der Grauwackenzone und des Neogen des Wiener Beckens schlechte Wärmeleiter sein und höher aufgewärmt bleiben als bestimmte Anteile der gut wärmeleitenden Karbonate und Evaporite des Kalkalpin und zentralalpinen Mesozoikums, in denen bei Porosität durch Konvektion zusätzlich Wärme abgeführt werden kann.

In kalkalpinen Zonen ist zu unterscheiden, ob sich diese aus kalkig-pelitisch-klastischen Gesteinen zusammensetzen, wie dies in den frontnahen Deckenanteilen oder in Bereichen mächtigerer Gosausedimentationen der Fall ist, oder aus überwiegend dolomitisch-kalkigen Gesteinen, wie in den mittleren und höheren Kalkalpendecken. Im ersteren Fall ist eine geringere Wärmeabführung anzunehmen als im letzteren. Für die mesozoischen Elemente des Zentralalpin und der Tatridenzone gelten ähnliche Bedingungen wie im Kalkalpin. Pelitisch-klastischen Gesteinen wie denen des Permoskyth und des Keuper sowie pelitisch-kalkigen Wechselfolgen des Rhät und Jura stehen poröse kalkig-dolomitische gegenüber.

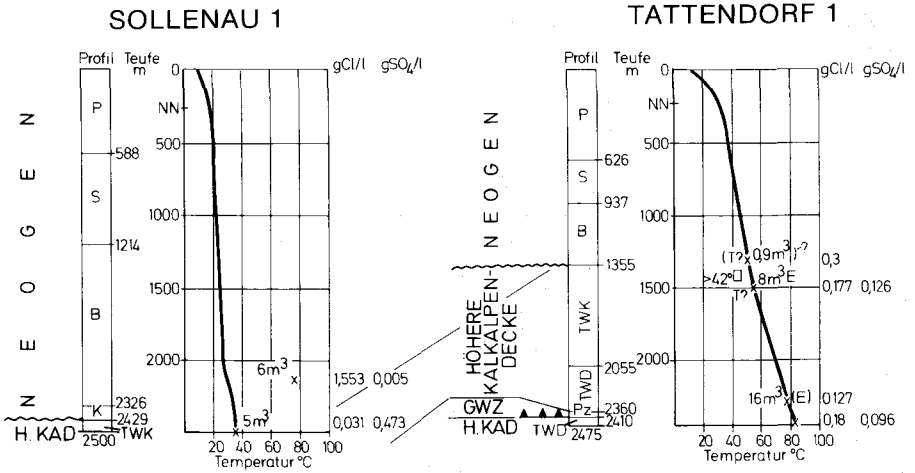
Die poröse dolomitisch-kalkige Entwicklung kann je nach ihrer geologischen Situation ein mehr statisches oder ein mehr dynamisches, hydrologisches System bzw. environment innehaben (nach E. C. DAHLBERG, 1982). Im mehr statischen hydrologischen System bleibt die Wärme besser konserviert und der Temperaturverlauf zeigt weniger Anomalien als im dynamischen. Das hydrodynamische System bzw. environment ist gekennzeichnet durch stärkere Bewegungen der Lagerstättenmedien im Zusammenhang mit größeren Temperatur- und damit Gravitationsunterschieden, die druckmäßig ein Ungleichgewicht hervorrufen. Je nach Position in Entwärmungs- oder Aufheizungszonen innerhalb des Karbonatgesteinskomplexes liegen positive und negative Wärmeanomalien vor.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel 4

Westrandzone Südliches Wiener Becken
Schichtfolgen, Temperatur und Wässer

SÜDLICHER BECKENANTEIL



AUTOR G.Wessely, 1983
GEZ. G.Kinast

P Pannon
S Sarmat
B Baden
AK Aderklaaer Konglomerat
K Karpat
Ott Ottnang
EG Eger
Pl Paleozän
OKr Oberkreide im allgemeinen
M Maastricht
Ca Campan
S Santon
C Coniac
T Turon
Ce Cenoman
N Neokom
M Malm im allgemeinen
MO Malm, Oberalmer Schichten
D Dogger

L E G E N D E

LH Lias, Hierlatzkalke
LA Lias, Allgäuschichten
LE Lias, Enzesfelder Schichten
TK Kössener Schichten
Keu Keuper
TD Dachsteinschichten
TH Hauptdolomit
TO Opponitzer Schichten
TL Lunzer Schichten
TR Reiflinger Schichten
TWK Wetterstein kalk
TWD Wetterstein dolomit
MT Mitteltrias Kalke u. Dolomite im allgemeinen
TG Gutensteiner Schichten
TSt Steinalmkalk u. Steinalmdolomit
TRh Reichenhaller Schichten
PT Permoskyth
Pz Paläozoikum
Kr Kristallin

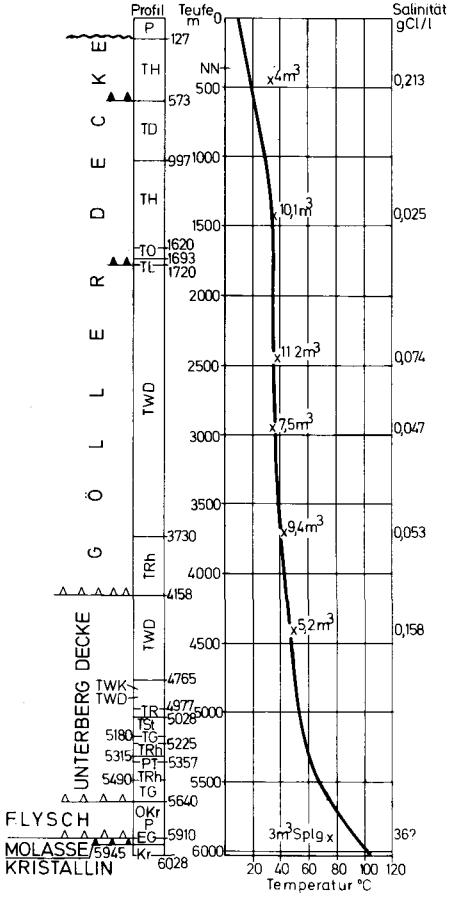
Transgression
Deckengrenze
Schuppengrenze
Bruch
x^{3m^3} Test Zufluß von Wasser
E eruptiv
□ Wasserauftrieb
T? Temperatur nicht gemessen
BDM Bodendruck-messung
GWZ Grauwackenzone
H.KAD Höhere Kalkal-pendecke

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

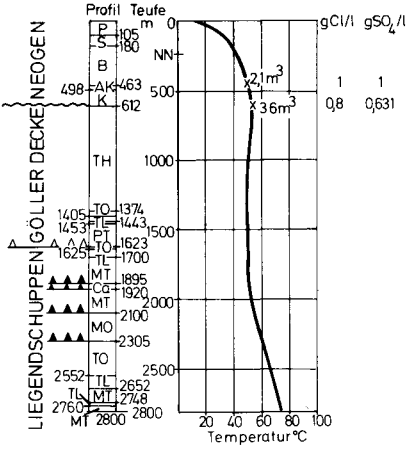
Fortsetzung Tafel 4

KALKALPEN
WESTRANDSCHOLLE

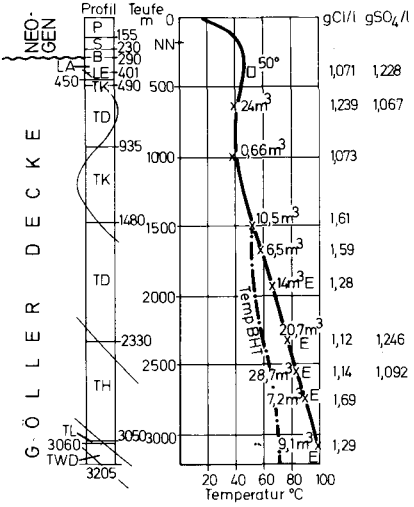
BERNDORF 1



LAAERBERG 1



LAXENBURG 2

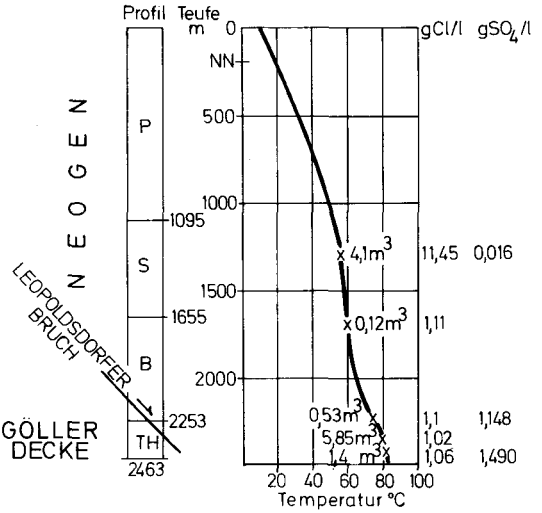


© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

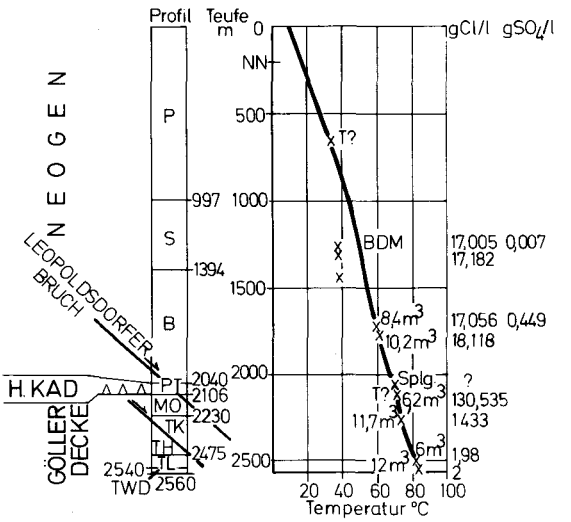
Fortsetzung Tafel 4

ABBRUCHZONE ZUM SCHWECHATER TIEF

SCHWECHAT 1a



HIMBERG 1



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ein relativ geringes Ausmaß an Hydrodynamik liegt im Neogen und im Beckenuntergrund des zentralen Wiener Beckens östlich des Leopoldsdorfer Bruchsystems vor. Das Neogen kennzeichnet hier neben dem gleichförmigen Temperaturgradienten (Taf. 6) die salinen Wässer, die erst gegen die Oberfläche zu, vor allem im Pannon ausgesüßt werden. Im südlichen Wiener Becken ist auch das Enzersdorfer Hoch diesem Bereich zuzuordnen, wie die Temperaturkurve von Enzersdorf 17 (Taf. 5) sowie etwa die Salzwasserführung im Aderklaaer Konglomerat von Wienerherberg T 1 mit 23.612 mg Cl/l bzw. im Sarmat von Enzersdorf Ost 1 mit 20.450 mg Cl/l beweist. Dennoch können auch in diesem environment merkliche Fließbewegungen stattfinden, wenn ausgedehnte Speicherhorizonte, wie das Aderklaaer Konglomerat, vorhanden sind (G. SCHRÖCKENFUCHS, 1975).

Im Beckenuntergrund des zentralen Teils des Wiener Beckens, östlich des Leopoldsdorfer Bruches (Taf. 7, schraffierte Fläche, Taf. 8, Schnitt A, rechter Teil) besitzen auch die kalkalpinen Speicher aller tektonischen Haupteinheiten, abgeschirmt von den Oberflächenwässern stabilere Temperaturverhältnisse (Taf. 6). Dennoch sind auch in diesem realtiv statischen System Strömungsvorgänge möglich. Die Salinitäten sind hoch, in der Nachbarschaft von Haselgebirge wie in Aspern 1 und Raasdorf T 2 können sie über 100.000 mg Cl/l erreichen. Von den zentralalpinen mesozoischen Anteilen gehört der Bereich des Enzersdorfer Hochs zu diesem environment (Abb. 5). In der Bohrung Wienerherberg T 1 wurde Salzwasser mit 43.750 mg Cl/l getestet (98°C). Da die Untergrundwässer des zentralen Wiener Beckens allenthalben mit Anhydrit in Verbindung stehen, sind sie durch H_2S-Führung oder Sulfatgehalt gekennzeichnet.

An die Beckenränder sind in den porösen kalkalpinen Zonen überwiegend stärker hydrodynamische Systeme gebunden. Neben den unterschiedlichen Temperaturen und daraus resultierenden speziellen Drucksituationen liegen auch bestimmte chemische, durch Süß- und Brackwasser gekennzeichnete Bedingungen vor.

Das bedeutendste System dieser Art ist entlang des Streichens der Ötscherdecke von der Oberfläche her bis in die westliche Randscholle des Wiener Beckens zu verfolgen (Taf. 7). Im Bereich der höheren Kalkalpendecken könnte ein davon getrenntes Fließsystem vorliegen. Innerhalb der tatriden Mantelserie und des Semmeringmesozoikums am Ostrand des Wiener Beckens kam es zur Ausbildung ähnlicher Kreislaufzellen.

Das erstgenannte System in der Ötscherdecke, dargestellt in Taf. 7 und in der westlichen Hälfte des Schnittes A, Taf. 8, ist durch Temperaturen und Chemismus am besten belegt. Im Einzugsbereich des Kaltwassers am Beckenrand steht die Bohrung Berndorf 1, die für den gesamten Kalkalpenkörper dieses Bereiches in einer vertikalen Erstreckung von 5640 m eine relativ geringe Temperatur und Süßwasserführung (Taf. 4) nachwies.

Auf der westlichen Randscholle des Wiener Beckens geben zwei weitere tiefreichende Bohrungen Auskunft über die thermischen und geochemischen Verhältnisse in der gleichen kalkalpinen Deckengruppe im Beckenuntergrund, Laaerberg 1 und Laxenburg 2, erstere im nördlichen, letztere im südlichen Anteil der Ötscherdecke. Der Temperaturverlauf in diesen Bohrungen ist ersichtlich in den Kurven auf Taf. 4. In beiden Bohrungen liegen genügend Informationen vor, um ein spezifisches Temperaturverhalten mit einander ähnlichen Trends aufzuzeigen. Die Daten gehen aus BHT-Angaben, aus abschnittsweise gefahrenen kontinuierlichen Messungen und aus einer Reihe von Tests hervor. Bei allen Unterschiedlichkeiten in den Ergebnissen verschie-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dener Methoden zeigt sich dennoch eine einwandfreie Erkennbarkeit der Trends, beruhend auf einer relativ erhitzten Zone im oberen Teil, einem Stagnieren oder sogar einem Rückgang der Temperatur im mittleren Teil und einem normalen Anstieg derselben gegen Sohle zu.

Die positive Temperaturanomalie im Bereich der neogenen Basis und im obersten Anteil des kalkalpinen Beckenuntergrundes ist durch eine Reihe von Bohrungen im Bereich Oberlaa—Rothneusiedl und Laxenburg—Achau belegt. So konnte bei Tests in Laaerberg 1 im Rothneusiedl-Aderklaaer Konglomerat 50°C gemessen werden. Diese Anomalie wird letzten Endes in der Bohrung Oberlaa Th 1 genützt, wo in porösen Strecken des Rothneusiedler Konglomerates und des Hauptdolomites samt seiner Aufarbeitungsbrekzie in Intervallen zwischen 352—418,8 m Schwefelwasser unter Überdruckbedingungen mit 53°C gefördert wird (F. WEBER, 1967). In den Bohrungen Laxenburg 1 und 2 wurden aus der durch Lithothamnienkalk gebildeten Tertiärbasis schwefelhältige Heißwasserauftriebe verzeichnet. Während die Temperatur des Schwefelwassers von Laxenburg 1 an der Oberfläche mit 25°C relativ gering erscheint, lieferte der in der Bohrung Laxenburg 2 von 230—290 m reichende Lithothamnienkalk unter Überdruck stehendes Schwefelwasser mit 50—54°C. Aus der etwa 700 m WNW von Laxenburg 2 liegenden Bohrung Achau 1 wurde im Jahre 1939 ein Schwefelwasserauftrieb aus der Sarmatbasis und aus Lithothamnienkalken des Baden zwischen 210 und 271,5 m mit einer Oberflächentemperatur von 40—42°C berichtet.

Das Stagnieren des weiteren Verlaufes der Temperaturkurve und der folgende normale Anstieg gegen tiefere Anteile des Beckenuntergrundes zu geht in Laaerberg 1 aus kontinuierlichen Messungen und BHT-Daten hervor, in Laxenburg 2 ist er zusätzlich durch Tests belegt: So sinkt die Temperatur nach Tests bei 620—655 m und 9911029 m auf 39°C bzw. erreicht im Intervall 1466—1511 m erst wieder 58°C. Ab hier divergieren die BHT- und Testwerte immer mehr, wobei bei ersteren eine kühlende Wirkung der Spülungszirkulation in Rechnung zu stellen ist. Der Gradient übersteigt jedoch nicht den Wert 3°C/100 m.

Sowohl im Basisneogen wie auch im Beckenuntergrund beider Bohrungen sind die Wässer geochemisch einheitlich, gekennzeichnet durch geringe, aber im Vergleich zu Berndorf angehobene Salinität (800—max. 1700 mg Cl/l), hohen Sulfatgehalt (häufig über 1000 mg SO_4/l) und meist deutlich zu verspürende H_2S-Entlösung.

Ein weiterer Schritt beckenwärts im Streichen der Ötscherdecke bis in die Zone des Leopoldsdorfer Bruchsystems führt zu den Bohrungen Schwechat 1a und Kledering 1 und 3, östlich des Oberlaaer Hochs und Himberg 1, 2 und Ost 1, östlich der Laxenburger Hochzone. In all diesen Bohrungen grenzt das Neogen der Tiefscholle bruchbedingt an den Beckenuntergrund der Hochscholle der Westrandzone des Beckens. Es zeigt sich, daß sich der Gradient im Neogen in für diesen Bereich normalen Größenordnungen bewegt und leicht erhöhte Werte im Beckenuntergrund zu verzeichnen sind.

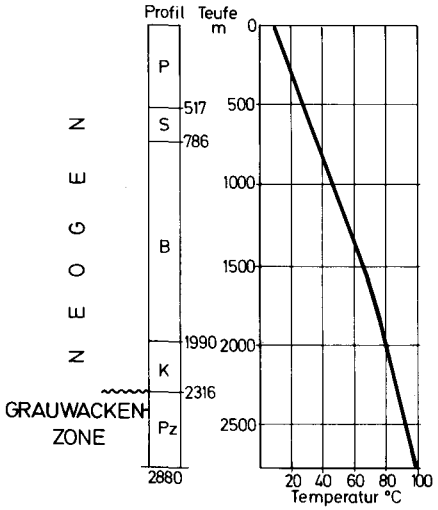
Im Sarmat wurden bei Tests in Schwechat 1a bei ca. 1290 m 56°C, in Kledering 3 bei ca. 1130 m 48°C gemessen, im Baden wurden in Schwechat 1a bei 1700 m 59°C festgestellt. Im Beckenuntergrund beider Bohrungen, der in den getesteten Intervallen aus Hauptdolomit besteht, wurden in mehreren Testintervallen zwischen 1980,6 und 2463 m Werte von 66—80°C gemessen. In der Bohrung Himberg 1 ergibt sich ein

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

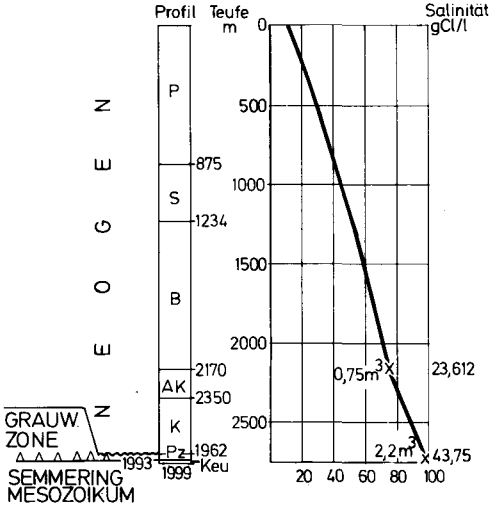
Tafel 5

ENZERSDORFER HOCHZONE

ENZERSDORF 17

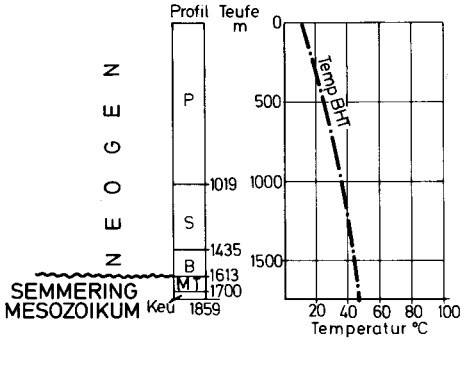


WIENERHERBERG T 1

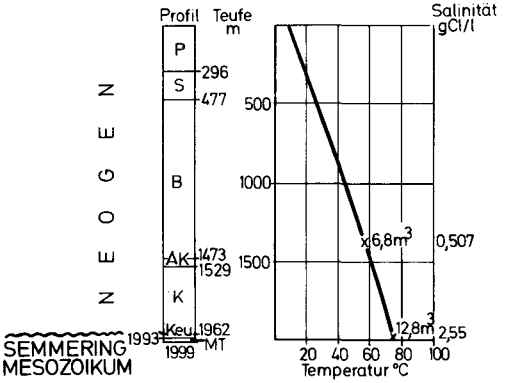


OSTRANDZONE

WEIGELSDORF 1



REGELSBRUNN 1



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Fortsetzung Tafel 5

Ostrandzone und Zentralanteil des Südlichen Wiener Beckens

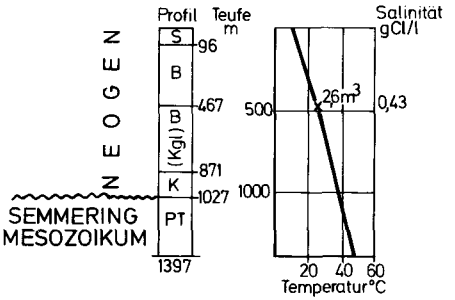
Schichtfolgen, Temperatur, Wässer

Legende siehe Taf. 4

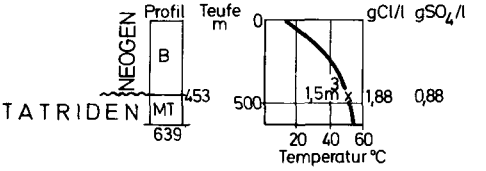
AUTOR: G. Wessely, 1983
GEZ.: G. Kinast

OSTRANDZONE

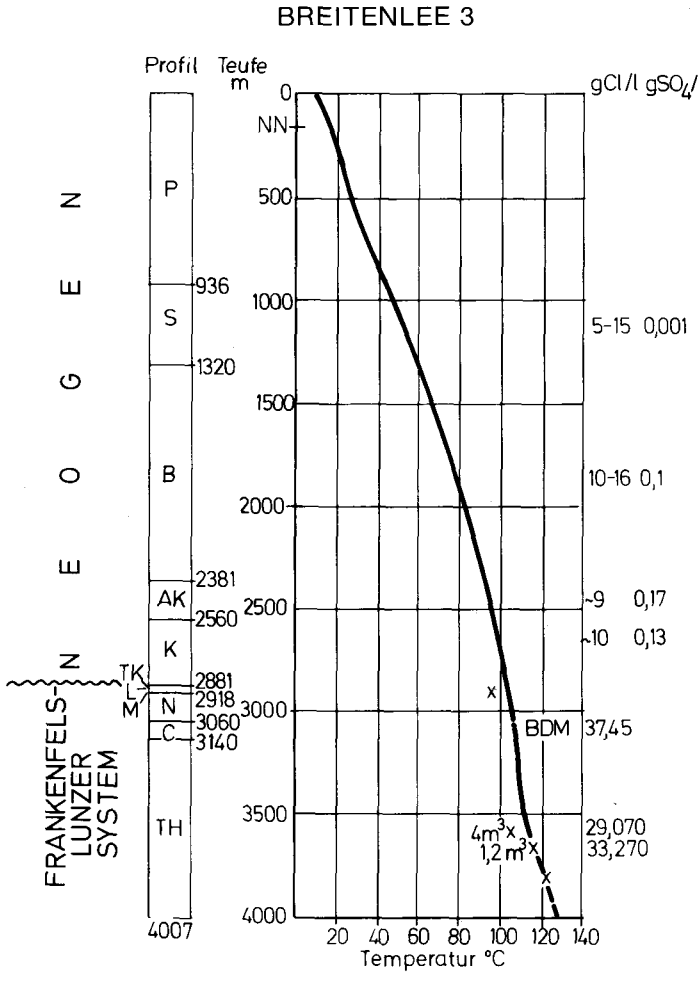
GERHAUS 1



STOPFENREUTH U 1



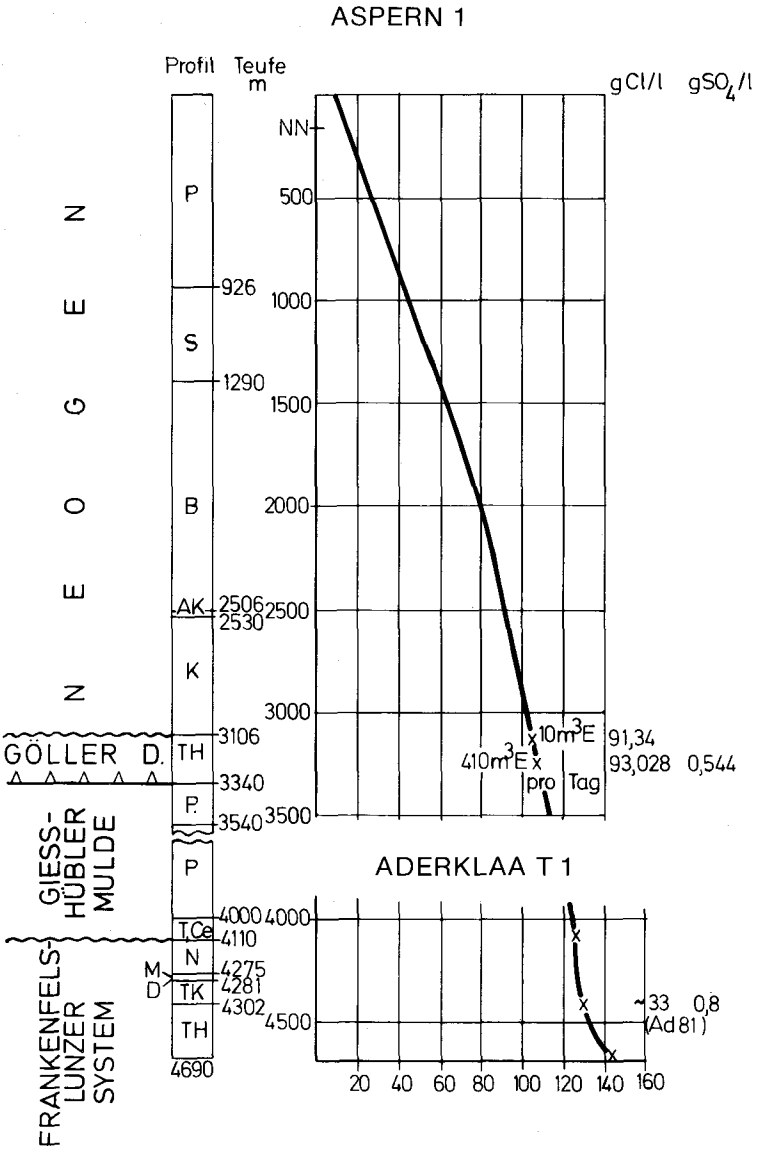
© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



ZENTRALES WIENER BECKEN
Schichtfolgen, Temperatur und Wässer im Neogen und in den Haupteinheiten des Beckenuntergrundes

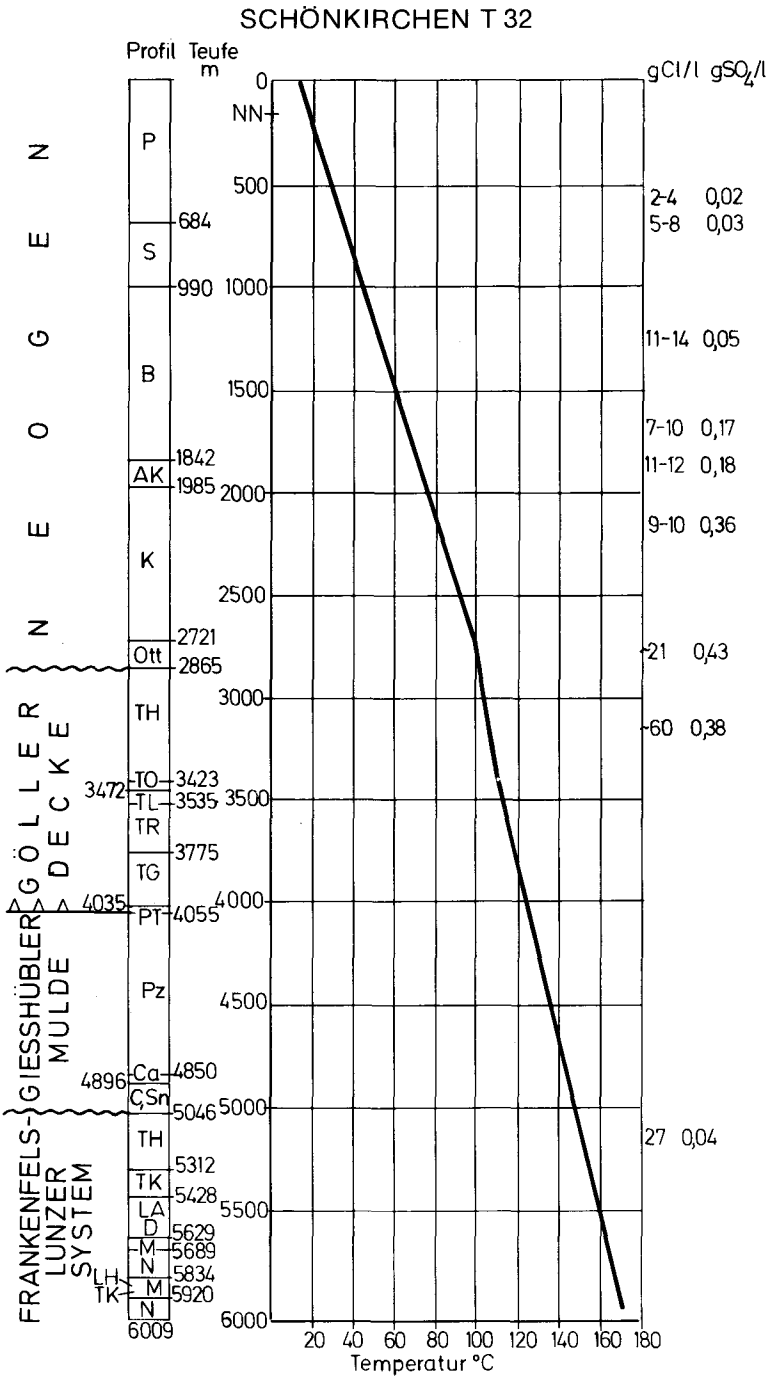
© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Fortsetzung Tafel 6



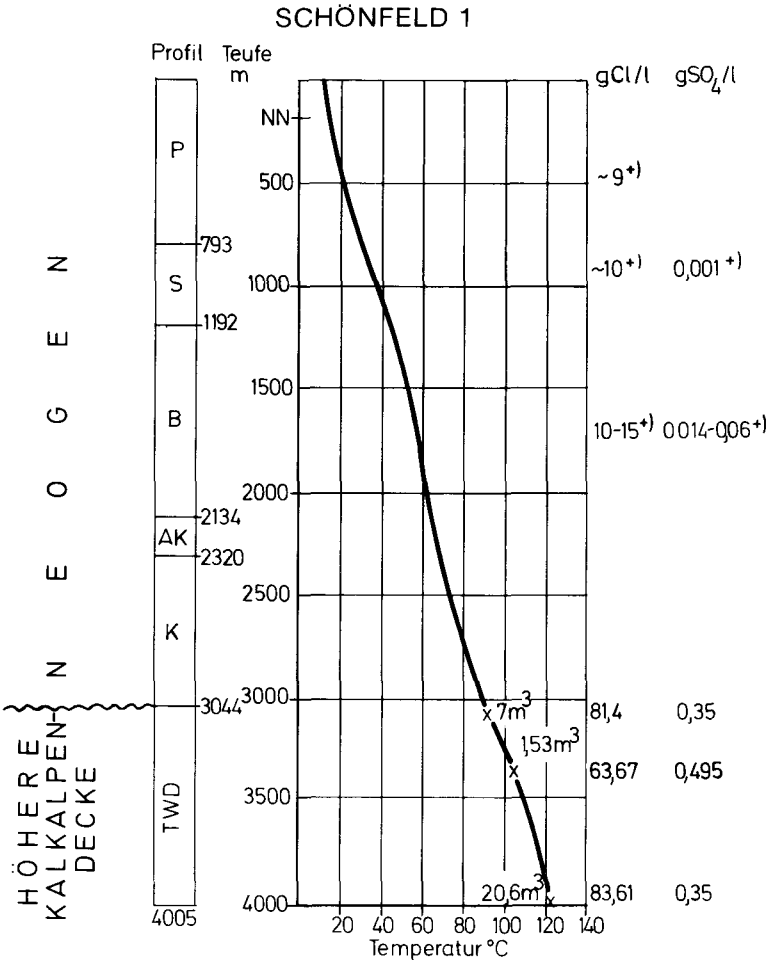
© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Fortsetzung Tafel 6



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Fortsetzung Tafel 6



+) Werte Zwerndorf

Legende siehe Tafel 4

AUTOR: G. Wessely, 1983
GEZ.: G. Kinast

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ähnliches Temperaturbild. So wurden bei einem Test in der Badener Serie in Himberg 1 in einem Tiefenbereich von 1700—1745 m 59°C gemessen, während ab dem Beckenuntergrund bei 2040 m bis zur Endtiefe von 2560 m die Temperatur rasch von 69°C auf 83°C ansteigt. In diese Größenordnung fügen sich die Werte im Beckenuntergrund der Bohrung Himberg 2, während in Himberg Ost 1 keine gemessenen Testwerte vorliegen. Sowohl in den Bohrungen Schwechat bzw. Kledering als auch in Himberg entsprechen die im Neogen getesteten Salinitätswerte nahezu üblichen Konzentrationen im übrigen Wiener Becken (11.000—17.000 mg Cl/l), wobei die Sulfatwerte meist sehr gering sind (6—450 SO_4/l). Der Chemismus der Untergrundwässer ist ähnlich denen von Laxenburg 2, überhöhte Cl-Werte in Himberg (bis über 130.500 mg Cl/l im Test Himberg 1 bei 2107,9—2140 m) sind auf die Nähe von Salzlagern im Werfener Haselgebirge der höheren Kalkalpendecke zurückzuführen. Unter diesem Blickwinkel sind vielleicht auch die Werte in Himberg Ost 1 zu sehen, wo im Beckenuntergrund und im Aderklaaer Konglomerat getestet wurde. Der Hauptdolomit führt Salzwasser mit 14.140 mg Cl/l und 1694 mg SO_4/l, das Wasser im Aderklaaer Konglomerat enthält 36.200 mg Cl/l und 650 mg SO_4/l.

Eine generelle Übersicht über den Chemismus des gesamten Bereiches von Berndorf bis zum Leopoldsdorfer Bruchsystem ergibt somit im wesentlichen ein süßwasserdominiertes Regime im Beckenuntergrund und Basisneogen, das im Wiener Becken sulfathältig wird, während der Chlorgehalt nur wenig erhöht wird. Der Sulfatgehalt ist nicht höher als in den Untergrundwässern des zentralen Wiener Beckens. Das angrenzende, am Leopoldsdorfer Bruch abgesenkte Neogen hat bereits den salinen Charakter des übrigen Wiener Beckens. Über die Salinitätsverhältnisse im Neogen der Hochscholle ist abgesehen von dessen basisnahen Anteilen wenig bekannt.

In die Untersuchung der Temperaturverteilung in diesem System sind schließlich noch die gegen den Beckenrand austretenden Thermen einzubeziehen. Es stehen hier die Wässer aus Bohrungen in Wien-Meidling (Theresienbad, Pfann'sches Bad) die Thermalanzeichen in Mödling, vor allem aber die Badener und Vöslauer Therme zur Betrachtung. Die geologischen und hydrologischen Daten sind u. a. bekannt durch H. KÜPPER, 1965, 1977, F. BRIX, 1974, und T. E. GATTINGER & H. KÜPPER, 1964. All diese Thermen treten obertags unmittelbar in Neogensedimenten aus, haben wahrscheinlich Verbindung mit beckenwärtigem Basisneogen, wobei eine mittelbare Beziehung zum Beckenuntergrund ebenso postuliert werden kann (H. KÜPPER, 1977). Die Temperaturwerte sind trotz der Vermischungseinflüsse, wie sie z. B. F. BRIX, 1974, im Wiener Raum und T. E. GATTINGER, 1980, im Badener Thermalwasser feststellten, noch relativ hoch: Baden 35,7°C, Vöslau 23,3°C, Wien-Meidling 14°C. Die Cl- und SO_4-Werte, angegeben für Baden und Vöslau bei H. KÜPPER, 1977, sind weit geringer als in den Bohrungen der Hochzonen von Oberlaa und Laxenburg.

In den höheren kalkalpinen Decken und deren Fortsetzung im Wiener Becken ist eine ähnliche thermische Abfolge vom Beckenrand ins Beckeninnere, wie in der Ötscherdecke, festzustellen, doch läßt sich das hydrologische System nicht so klar fassen. Die laterale Temperaturabfolge äußert sich nach verläßlichen Temperaturprofilen in den Bohrungen Sollenau 1 und Tattendorf 1 durch einen unterschiedlichen Temperaturpegel sowohl im Neogen als auch im Beckenuntergrund. Während Sollenau 1, belegt durch eine kontinuierliche Messung, niedrig temperiert ist, was

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

durch einen Langzeittest im Wettersteinkalk des Beckenuntergrundes bei 2487—2500 m mit 35,7°C Lagerstättentemperatur bestätigt wurde, liegt die Temperatur in Tattendorf 1 im Neogen, vor allem aber im Wettersteinkalk und -dolomit des Beckenuntergrundes, ersichtlich aus einer Überlaufprobe bei 1450 m (42°C) und aus zwei Tests nahe der Bohrlochsohle (Endtiefe 2475 m) weitaus höher (78°C bis 81°C). Ungeklärt ist noch ein Temperaturwert aus einem Test in einem Sandstein des Baden (Lagenidenzone) der Bohrung Sollenau 1 mit 78°C bei 2139,7—2149,8 m. Entweder liegt ein fälschlicher Wert vor, oder das Basisneogen führt im Gegensatz zur gesamten übrigen Strecke Heißwasser. Salinität und Sulfatgehalt in diesem Horizont sind mit 1553 mg Cl/l und 5 mg SO_4/l relativ niedrig. Bei dem durch reichlichen Zufluß gekennzeichneten Wasser in den Wettersteinkalken und -dolomiten beider Bohrungen handelt es sich um reines Süßwasser mit 31 bis max. 180 mg Cl/l und 100 bis 473 mg SO_4/l.

In die vorliegende Betrachtung ist die nach H. KÜPPER, 1977, sehr schwach mineralisierte Therme von Bad Fischau, mit einer Temperatur von 21°C einzubeziehen, die im Neogen entspringt und von der Zone der höheren Kalkalpendecken unterlagert wird.

Über die hydrologischen Systeme innerhalb der mesozoischen Komplexe der zentralalpinen und tatriden Zonen im Ostabschnitt des Wiener Beckens sind die Unterlagen spärlicher. Zu den hydrologisch randlich beeinflußten Bohrungen, die auch den zentralalpinen Untergrund erreichten, gehören Weigelsdorf 1, Götzendorf 1, Regelbrunn 1 und Gerhaus 1 (Taf. 5). Bereits im Neogen ist in diesen Bohrungen Süß- oder Brackwasser festzustellen: in Weigelsdorf ist dies aus Bohrlochmessungen ersichtlich. In Götzendorf wurde das Sarmat bei 1251,4—1255,9 m mit 2980 mg Cl/l getestet. Die Temperaturwerte sind nach BHT-Werten eher niedrig. Die Badener Serie in zwei weiteren Bohrungen lieferte Süßwasser in Regelsbrunn 1 bei 1365,5—1414,6 m mit 507 mg Cl/l und in Gerhaus 1 in Konglomeraten bei 473—480,4 m (26°C) mit 430 mg Cl/l.

Der Beckenuntergrund wurde nur in Regelsbrunn 1 bei 1979,2—2001,9 m getestet. Es wurde eine Temperatur von 73°C festgestellt, das Wasser ist mit 2550 mg Cl/l nahezu ausgesüßt. Ob die Karbonate des Beckenuntergrundes in einem hydrologischen Zusammenhang mit den Thermen von Mannersdorf und Leithaprodersdorf, die im Neogen mit Auslauftemperaturen von 25°C bzw. 22,8°C (H. KÜPPER, 1965) entspringen, bleibt offen, doch ist ein solcher naheliegend. Die Cl-Werte liegen dort nach H. KÜPPER (1977) zwischen 10—192 mg Cl/l, während die Sulfatwerte relativ hoch sind (max. 1314 mg SO_4/l).

Die unmittelbare Nachbarschaft der Bohrung Stopfenreuth U 1 mit der Therme Deutsch Altenburg, deren Auslauftemperatur um 28°C liegt (H. KÜPPER, 1977), sowie die lithologisch idente Beschaffenheit des Aquifers läßt den Schluß zu, daß hier ein gemeinsames hydrologisches System vorliegt. Die Bohrung wurde im Grenzbereich des bei 413 m einsetzenden Beckenuntergrundes und des aus Sandsteinen und Aufarbeitungsbrekzien bestehenden Basisneogen, in der Strecke 466—485 m getestet und lieferte Schwefelwasser mit einer Temperatur von 50°C. Die Salinität und der Sulfatgehalt der Testflüssigkeit mit 1880 mg Cl/l und 880 mg SO_4/l (H_2S-Richtwert 60 mg/l) zeigt mit dem Thermalwasser von Deutsch Altenburg mit 1104 mg Cl/l und 760 mg SO_4/l (H. KÜPPER, 1977) starke Übereinstimmung.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

3. Hydrodynamische Deutung der Fließsysteme

Die Voraussetzungen der hydrologischen Systeme bilden das Vorhandensein kalkalpiner und zentralalpiner poröser Zonen samt ihren obertägigen Einzugsbereichen (Taf. 7), abdichtende Schranken parallel zu diesen Zonen, eine Überdeckung durch dichte, neogene Beckensedimente, in deren porösen Zonen allerdings ebenfalls Fließbewegungen stattfinden können und schließlich große Störungen, wie etwa das Leopoldsdorfer Bruchsystem.

Es bildeten sich zwei Arten von hydrologischen environments heraus, ein mehr geschlossener Typus mit ausgeglichenem Temperaturverhältnis, hoher Salinität und relativ geringer Fließdynamik und ein offener Typus, gekennzeichnet durch nicht oder nur schwach mineralisiertes Süßwasser, durch starke Temperaturgefälle und offensichtlich stärkere Fließdynamik.

Ersterer befindet sich im zentralen Wiener Becken östlich des Leopoldsdorfer Bruches (schraffierte Fläche in Taf. 7) innerhalb des Kalkalpins, untergeordnet auch des Zentralalpins (Enzersdorfer Hoch). Er wohnt auch den porösen Horizonten des Neogen inne. Letzterer ist verbreitet an den Rändern und im Untergrund des Basisneogen der seichten Randscholle des Wiener Beckens.

Am Westrand des südlichen Wiener Beckens folgt ein System des offenen Typus den tektonischen Einheiten der Ötscherdecke und eines, möglicherweise getrennt davon, den höheren Kalkalpendecken, insbesondere der Schneebergdecke. In jedem Fall erfolgt von der Oberfläche her ein Zustrom von Kaltwasser, das am Rand den gesamten Kalkalpenkörper füllt. Der Strom bewegt sich unter das Wiener Becken, wobei Beckenrandbrüche infolge zu geringer Sprunghöhe derselben kein Hindernis darstellen (Taf. 8, Schnitt A).

Auf einen steten Fluß in den Kalkalpen weist die weitgehende Entwärmung des Gesteins in Berndorf 1 hin. Wie die Bohrung Sollenau 1 zeigt, ist diese auch noch bis weit in das Wiener Becken wirksam. Hingegen wirken die Flyschzone bzw. die dichtere Nordzone der Kalkalpen und die Grauwackenzone als Leitschranken in Richtung Leopoldsdorfer Bruchsystem (Taf. 7). Dieses stellt das erste wirklich wirksame, tiefgreifende Hindernis in der Fließbewegung dar. An das Kalkalpin grenzen hier weit über 4000 m tief abgesenkte neogene Sedimente mit zahlreichen dichten Mergelstrecken. Der Bruch ist außerdem nach der Erfahrung an gut bekannten Bruchsystemen durch Verschleifung des Neogen an der Abschiebungsfläche auf große Strecken abgedichtet. Die in der Tiefe schwächer oder stärker erwärmten und mineralisierten Wässer steigen an dieser etwa 45° ostwärts geneigten Barriere schräg hoch und suchen aufgrund ihrer geringen Dichte, ähnlich Kohlenwasserstoffen, hohe Positionen einzunehmen.

Es tritt hier das Prinzip nach M. VENDEL & P. KISHAZI, 1962, Schema 10, wiedergegeben bei H. KÜPPER, 1965, in Funktion, dessen Wirksamkeit an den Beckenrandbrüchen zufolge der relativ geringen Absenkung des Neogen an denselben nicht gegeben ist. Auch die Eindellung der neogenen Muldenzone auf der Mödlinger Scholle (M. VENDEL, 1962, S. 206), die quer zum Wasserstrom verläuft, ist zu seicht, um angesichts des vom Westen drängenden, mächtigen Tiefenstromes wirksam zu werden.

In das Bild des Vordringens desselben bis zum Leopoldsdorfer Bruchsystem fügen sich die in den Bohrungen Laaerberg 1 und Laxenburg 2 beobachteten Temperaturwerte unterhalb der ausgeprägten hohen Anomalie an der Grenze Neogen/Beckenuntergrund,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

die eher gering sind (Taf. 4). Bei der Migration nach oben tritt zu der im Wasser transportierten Wärme noch die Wärme hinzu, die aus dem schlecht wärmeleitenden Neogen an das gut leitende System des Kalkalpin noch immer abgegeben wird. Die direkt am Leopoldsdorfer Bruch stehenden Bohrungen im Bereich Schwechat und Himberg führen im Untergrund relativ heißes Wasser. In all diesen Fällen sind geringe Salinitäten und Sulfatgehalte kennzeichnend. Die an den Bruch anstoßenden Neogensedimente führen die Salinität des zentralen Wiener Beckens.

Die für eine Warmwasseransammlung strukturell bevorzugten Bereiche sind das Oberlaaer und Laxenburger, vermutlich auch das Oeyenhausener Hoch der Oberkante des Beckenuntergrundes und der basisnahen neogenen Speichergesteine, vor allem des Rothneusiedler-Aderklaaer Konglomerates. Dieses besitzt auf der Scholle zwischen Beckenrand und Leopoldsdorfer Bruchsystem eine großflächige Verbreitung. Gegen oben ist es durch Tonmergel zur Gänze abgedichtet, gegen unten hat es stellenweise Kontakt mit dem Beckenuntergrund, seitlich stößt es am Beckenrand an. Das aus Schwefelwasser bestehende Medium im Konglomerat ist nicht nur übertemperiert, sondern besitzt auch überhydrostatischen Druck. Eine gute Konservierung der Wärme ist auf die Isolation der hangenden und liegenden Neogenmergel zurückzuführen. Im kalkalpinen Beckenuntergrund ist Vermischung mit kälteren Wässern aus dem Unterströmungsanteil anzunehmen. Die wärmeren Wässer des obersten Beckenuntergrundes und des Neogens (letztere vermutlich auch infolge der erwähnten Überdruckkomponente) gelangen bis an den Beckenrand zurück, wo sie in einzelnen Austritten, wie in Baden und Bad Vöslau vielleicht auch Bad Fischau letzte Ausläufer dieses hydrodynamischen Systems darstellen. Vor allem hier ist die Vermischung mit kalten Wässern stark wirksam. Gegen die Tiefe zu ist hier nur mehr letzteres zu erwarten. Im Bereich der anstehenden Kalkalpen sind keine Thermalwässer nachzuweisen.

Bei diesem Modell fließen also kalte Wässer vom Beckenrand im Kalkalpin unter das Wiener Becken, die erwärmten steigen schräg westwärts über das Leopoldsdorfer Bruchsystem hoch und gelangen nach einem großen Kreislauf bei laufender weiterer Unterströmung ostwärts drängender Kaltwässer zum Kalkalpenrand (Taf. 7, 8).

Eine Mengenbilanz gestaltet sich schwierig, da weder das Quantum der eingespeisten, weniger noch der am Beckenrand austretenden, z. T. sicher ins Quartär abwandernden Wässer genau faßbar ist. Die Warmwasseraustritte sind naturgemäß auf den kalalpinen Beckenrand beschränkt und fehlen an den durch Flysch und Grauwackenzone gebildeten Rändern.

Die thermische Verteilung im dargestellten Zirkulationssystem ist aus der Anordnung der Isothermen im Schnitt A, Taf. 8, ersichtlich (Schnittverlauf in Taf. 1). Kennzeichnend ist der große vertikale Abstand der Isothermen am Kalkalpenrand und das Hochschleppen der Wärme entlang des Leopoldsdorfer Bruches. Die erhitzte Zone muß sich an der Neogengrenze bis zum Beckenrand erstrecken. Gegen die Tiefe ist eine Angleichung an die regelmäßige Isothermenanordnung im zentralen Wiener Becken zu erwarten.

Die Deutung des Zirkulationsweges innerhalb der höheren Kalkalpendecke ist etwas schwieriger. Das im Vergleich zu Sollenau 1 relativ warme Wasser in Tattendorf 1 ist einem Effekt, ident mit dem in der Ötscherdecke zuzuschreiben. Offen bleibt allerdings die Frage nach der geologischen Ursache des Warmwasseraufstieges bereits so weit vor

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Einsetzen des Leopoldsdorfer Bruchsystems, der mit seinem südlichen Ausläufer noch das Streichen der höheren Kalkalpendecke queren muß.

Die Therme von Bad Fischau könnte, wie das u. a. zuletzt von H. KÜPPER, 1977, erwogen wurde, mit den verkarsteten höheren Kalkalpendecken in Beziehung stehen, wobei die benachbarte tiefgreifende Gosaumulde für das Bestehen eines eigenen Thermalwassersystems verantwortlich sein könnte. Dennoch ist eine anteilige Speisung aus einem Neogenspeicher von Norden her nicht auszuschließen.

Am Ostrand des Wiener Beckens haben sich offensichtlich ebensolche hydrodynamische Systeme wie am Westrand herausgebildet. Nach der mutmaßlichen Verbreitung der Aquiferkörper sind sie eher uneinheitlich. Ihnen sind die ausgesüßten Wässer der Bohrungen Weigelsdorf und Götzendorf zuzuschreiben, sowie als obertägige Zeugen die Thermalquellen von Leithaprodersdorf, Mannersdorf und Deutsch-Altenburg. Die Wässer stammen aus dem Zentralalpen- bzw. Tatridenkomplex. Die Einzugsbereiche in denselben sind allerdings sehr begrenzt, so daß noch eine andere Belieferung ins Auge gefaßt werden muß, wobei auch randliche Neogenablagerungen, vor allem aber fluviatile Sedimente des südlichen Beckenanteiles in Frage kommen, wie sie F. BPROVICZENY & F. BRIX, 1982, beschreiben. Die Wässer bewegen sich von der Oberfläche beckenwärts hinab und migrieren erwärmt und mineralisiert aus der Tiefe entlang der Unterkante der Grauwackenzone oder dichter zentralalpiner Gesteine wieder randwärts hinauf.

Einem ähnlichen Fließmechanismus wie am kalkalpinen Westrand ist ein Geothermalfeld zuzuordnen, das von J. KALINA & F. NEMEC, 1978, in Karpatenrandnähe beschrieben wurde. Dieses wurde durch die Bohrung Laksarska Nova Ves 7 nachgewiesen. Die Anomalie tritt bei 1900—2300 m im Hauptdolomit bei teilweiser Aussüßung der Wässer auf.

Unberührt von den genannten randlich beeinflußten hydrodynamischen Bewegungen bleibt im zentralen Wiener Becken das System der salinen Formationswässer, z. T. vergesellschaftet mit Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im Kalkalpin nordöstlich des Leopoldsdorfer Bruches. Eine Untersuchung der Fließbewegungen, der Temperatur- und Druckverhältnisse sowie des Chemismus wurde von G. SCHRÖCKENFUCHS 1975 durchgeführt. Er wies auch in diesem relativ hydrostatischen System durch Ermittlung der Druckverteilung Fließbewegungen nach, wobei auch, wie im Bereich der Hauptdolomiten von Schönkirchen Tief, Bewegungsrichtungen festgestellt werden konnten.

4. Folgerungen hinsichtlich der Nutzbarkeit der Tiefenwässer

Von den dargelegten hydrodynamischen Modellen steht das entlang der Ötscherdecke verlaufende, bis in das Wiener Beckens reichende System im Vordergrund (Schnitt A, Taf. 8). Ihm sind die schwefelhältigen Thermalwässer im Untergrund und Basisneogen der Hochzonen von Oberlaa und Laxenburg zuzuschreiben, ebenso die im Rothneusiedler Konglomerat (Bohrung Oberlaa). Damit im Zusammenhang stehen offensichtlich die Quellaustritte von Baden und Vöslau und die Anzeichen in Mödling. Trotz der flächigen Verbreitung der Trägersteine, vor allem des Neogen, handelt es sich um volumens- und druckmäßig begrenzte Vorkommen, die wohl für balneologische

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Zwecke reichen, aber keine Erstellung wirtschaftlicher geothermaler Projekte erlauben. Da das Wasser in relativ geringer Tiefe zu erschließen ist, ist der Aufwand an Seichtbohrungen, zu einer balneologischen Nutzung zu gelangen, relativ gering. Von einer forcierten Ausbeutung des Wassers, vor allem aus gespannten Neogenhorizonten, sollte jedoch infolge der Begrenztheit und des möglichen Druckverlustes Abstand genommen werden. Im Falle eines generellen Druckabbaues besteht die Gefahr einer Schüttungseinbuße an den äußeren Positionen, wie sie die Austritte am Beckenrand darstellen. Weniger Bedeutung dürften Entnahmen aus dem tieferen Beckenuntergrund haben. Allerdings werden Tiefbohrungen in Beckenrandnähe wahrscheinlich umso mehr zunächst nur den beckenwärts gerichteten, nicht mineralisierten Kaltwasserstrom erfassen, je tiefer sie in den kalkalpinen Körper eindringen. Erst in größeren Tiefen steigt die Temperatur mäßig an. Tiefbohrungen im angrenzenden, obertägigen kalkalpinen Areal berühren nicht das Thermalsystem. Diesen Aspekten sollte bei der Erstellung von modern ausgerichteten Schutzzonen für Thermalwässer Rechnung getragen werden. Die ausschlaggebenden Anforderungen an einen wirksamen Schutz sind Maßhaltung in der Nutzung und eine Verhinderung von Eingriffen in das Aquifersystem in der allernächsten Umgebung der Quellaustritte. Dabei stellen Tiefbohrungen infolge beherrschbarer Hadraulik und Isolierungsmöglichkeit poröser Speichergesteine keine Gefährdung dar.

Für die Beurteilung einer geothermalen Nutzung in den anderen angeführten hydrologischen Systemen entlang des Beckenrandes liegen zu wenig Unterlagen vor. Hingegen bietet sich der Dolomitkörper der Ötscherdecke im Absenkungsbereich des Schwechater Tiefs als Heißwasserlieferant für Heizzwecke an. Seine Vorteile liegen in seiner zu erwartenden ausreichenden Mächtigkeit und Schüttungsmöglichkeit, in seinen geeigneten Temperaturbedingungen aufgrund seiner Tiefe, im Vorliegen von Überdruck und letztlich in seiner Lage nahe von Ballungszentren. Die Nachteile liegen in den hohen Bohrkosten, die dieser Tiefenbereich erfordert und die eine Wirtschaftlichkeit bei nicht entsprechend hohen Fördermengen in Frage stellen, sowie in der hohen Mineralisierung, die die Verwendung von Wärmetauschern erfordert. Die Druckerhaltung und die Verbringung der erwärmten Wässer müßte durch ein Pilote-System im selben Aquifer gesichert sein. Die genannten Kriterien gelten auch für andere Bereiche des zentralen Wiener Beckens.

Für die Frage der Trinkwasserversorgung erbrachte der kalkalpine Tiefenaufschluß Berndorf 1 positive Gesichtspunkte hinsichtlich der im Kalkalpenkörper akkumulierten Süßwasserkapazität.

Literatur

BACHMANN, G. H., & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). Geologica Bavaria, **81**, S. 17—53, München 1981.

BECK-MANAGETTA, P.: Lunzer Schichten in Baden bei Wien. — Verh. geol. B.-A., **1979**, H. 2, S. 3—5, Wien 1979.

BOROVICZENY, F. & BRIX, F.: Die Hydrogeologie auf Blatt Wiener Neustadt. — Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 76 Wiener Neustadt in Lindabrunn. Geol. Bundesanst., Wien 1981.

BOUÉ, A.: Über die Verbreitung der Thermalwässer zu Vöslau bei Wien. — Verh. geol. R.-A., **1892**, Wien 1892.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

BRIX, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Stadt Wien 1:50.000 (Karte 1). [In:] Naturgeschichte Wiens, Bd. **3**, Verl. Jugend und Volk, Wien—München, Wien 1972.

BRIX, F.: Geologie, Hydrologie, Bodenkunde und die Entwicklung der Wiener Stadtlandschaft. [In:] Naturgeschichte Wiens, Bd. **4**, Verl. Jugend und Volk, Wien—München, Wien 1974.

BRIX, F.: Der tertiäre und quartäre Anteil auf Blatt 76, Wiener Neustadt. — Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 76 Wiener Neustadt in Lindabrunn, Geol. Bundesanst., Wien 1981.

BRIX, F., KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. Erdöl-Erdgas-Z., **93**, ÖGEW Sonderausgabe 1977, S. 12—35, Hamburg—Wien 1977.

DAHLBERG, E. C.: Applied Hydrodynamics in Petroleum Exploration. — Springer-Verl., New York etc. 1982.

DAVIS, G. H. GATTINGER, T. E. et al.: Jahreszeitliche Schwankungen des Tritiumgehaltes von Grundwässern des Wiener Beckens. — Verh. geol. B.-A., **1967**, S. 212—232, Wien 1968.

FENZL, N.: Hydrogeologische Studie des Gebietes Hohe Wand und der Fischauer Berge. — Verh. geol. B.-A., **1977**, H. 2, S. 121—165, Wien 1977.

FUCHS, W.: Das Inneralpine Tertiär. S. 452—483. [In:] Der geologische Aufbau Österreichs. — Hg. Geol. Bundesanst., Verlag Springer, Wien—New York 1980.

GATTINGER, T. E.:Hydrogeologie. S. 580—594. [In:] Der geologische Aufbau Österreichs. — Hg. Geol. Bundesanst., Verlag Springer, Wien—New York 1980.

GATTINGER, T. E., & KÜPPER, H.: Trinkwasser, Thermen und Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, (1964), H. 1, S. 205—216, Wien 1965.

HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, **12**, S. 3—84, Wien 1961.

JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. [In:] Geologie der Ostmark. — Hg. F. X. SCHAFFER, Verl. Deuticke, Wien 1943.

KALINA, J. & NĚMEC, F.: Geotermicke polé vrtby Lakšarska Nová Ves - 7a jeho geologicka interpretace (mit engl. Erläuterung). — Mineralia slovaca, 10 (4), S. 329—348, Bratislava 1978.

KAPOUNEK, J. & PAPP, A.: Der Vulkanismus in der Bohrung Orth 1 und die Verbreitung von Grobschüttungen zwischen dem Spannberger Rücken und der Donau. — Verh. geol. B.-A., **1969**, H. 2, S. 114—124, Wien 1969.

KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. geol. Ges. Wien, **1**, S. 63—116, Wien 1911.

KÖLBL, L.: Herkunft und Chemismus von Tiefenwässern aus dem Beckenuntergrund von Aderklaa—Breitenlee. — Erdöl-Erdgas-Z., **86**, S. 52—58, Wien—Hamburg 1970.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. — Erdöl-Z., **78**, S. 228—233, Wien—Hamburg 1962.

KRÖLL, A.: Das Wiener Becken. [In:] Erdöl und Erdgas in Österreich. — Verl. Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn 1980.

KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. — Erdöl-Erdgas-Z., **89**, Hamburg—Wien 1973.

KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K., & WESSELY, G.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Österreich. — Erdöl-Erdgas-Z., **97**, H. 4, Hamburg—Wien 1981.

KUNZ, B.: Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterrichs. — Mitt. österr. geol. Ges., **68**, Wien 1978.

KÜPPER, H.: Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. — Verh. geol. B.-A., **Sdh. A**, 1950—1951, Wien 1951.

KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. — Jb. geol. B.-A., **97**, Wien 1954.

KÜPPER, H.: Geologie von Wien. — Verl. Hollinek, Borntraeger, Wien—Berlin 1965.

KÜPPER, H.: Wien. — Verh. geol. B.-A., Bundesländerserie, Wien, Geol. B.-A., 1968.

KÜPPER, H.: Über Thermen, Karstwässer und Grundwässer im südlichen Wiener Becken. — Verh. geol. B.-A., **1977**, H. 2, S. 105—121, Wien 1977.

KÜPPER, H., & WIESBÖCK, J.: Erläuterungen und Index zur Übersichtskarte der Mineral- und Heilquellen in Österreich 1:500.000. — Wien, Geol. B.-A., 1966.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

LADWEIN, W.: Bericht über H_2S-Verbreitung in Lagerstätten der ÖMV-AG und mögliche H_2S-Auftreten bei künftigen Explorationszielen. — Firmenbericht ÖMV-AG, Wien, Juli 1982.

PAHR, A.: Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge, S. 326—331. [In:] Der geologische Aufbau Österreichs. Hg. Geologische Bundesanstalt, Springer-Verlag, Wien—New York 1980.

PAHR, A.: Das Semmering- und Wechselsystem. [In:] Der geologische Aufbau Österreichs, S. 315—320. Hg. Geologische Bundesanstalt, Springer-Verlag, Wien—New York 1980.

PETRASCHECK, W.: Die Herkunft der Schwefelquellen von Baden bei Wien. — Z. wiss. Bäderkunde, Bäder- und Verkehrsverlag, Berlin 1929.

PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (NÖ). — Mitt. geol. Ges. Wien, **55**, (1962), Wien 1963.

PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Hohe Wand-Gebietes, 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1964.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes (NÖ). — 142 S., 29 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwechattal-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). — Geol. B.-A., Wien 1970.

PLÖCHINGER, B.: Der kalkalpine Wienerwald, S. 58—123. S. 326—331. [In:] Der Wienerwald von B. PLÖCHINGER und S. PREY. — Samml. geol. Führer, **59**, Verl. Borntraeger, Berlin—Stuttgart 1974.

PLÖCHINGER, B.: Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme des Anningergebietes. — Jb. geol. B.-A., **122**, Wien 1979.

PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen, S. 218—264. [In:] Der geologische Aufbau Österreichs. — Hg. Geol. Bundesanst., Verl. Springer, Wien—New York 1980.

PLÖCHINGER, B.: Der kalkalpine Anteil auf Blatt Wiener Neustadt. — Arbeitstagg. Geol. Bundesanst., Blatt 76 Wiener Neustadt. — Hg. Geol. B.-A., Wien 1981.

PREY, S.: Die Flyschzone des Wienerwalds,S. 1—57. [In:] Der Wienerwald. — Samml. geol. Führer, **59**, Borntraeger, Berlin—Stuttgart 1974.

ROSENBERG, G.: Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben. — Jb. geol. B.-A., **108**, Wien 1965.

SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone, S. 295—289. [In:] Der geologische Aufbau Österreichs. — Hg. Geol. Bundesanst., Springer-Verlag, Wien—New York 1980.

SCHRÖCKENFUCHS, G.: Hydrogeologie, Geochemie und Hydrodynamik der Formationswässer des Raumes Matzen—Schönkirchen Tief. — Erdöl-Erdgas-Z., **91**, H. 9, S. 299—321, Hamburg—Wien 1975.

STINI, J.: Zur Kenntnis der Herkunft der Badener Heilquellen. — Skizzen zum Antlitz der Erde. — Kober Festschr., S. 315—322, Verl. Hollinek, Wien 1953.

SUMMESBERGER, H.: Die tektonische Gliederung der Ötscherdecke im Bereich der Gutensteiner Kalkalpen etc. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1966.

THENIUS, E.: Niederösterreich, 2. erw. Auflage. Hg. Geologische Bundesanstalt, Wien 1974.

TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — Verl. Deuticke, Wien 1976.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. — Verl. Deuticke, Wien 1977.

TOLLMANN, A.: Exkursion II/6, Semmering-Grauwackenzone. — Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Eclogae geol. Helv., **60**, S. 109—135, Basel 1967.

VENDEL, M.: Zur Entstehung der Thermen des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Ges. Wien, **55**, (1962), S. 183—208, Wien 1963.

VENDEL, M., & KISHAZI, P.: Beziehungen zwischen Karstwässern und Thermen aufgrund der beobachteten Verhältnisse im Transdanubischen Mittelgebirge. — Mitt. geol. Ges. Wien, **55**, (1962), S. 127—182 Wien 1963.

VOHRYZKA, E.: Geologische Untersuchungen im Gebiet von Baden—Vöslau. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1958.

WAAGEN, L.: Die Thermalquellen der Stadt Baden in Niederösterreich. — Z. prakt. Geol., **22**, S. 84—97, Leipzig 1914.

WACHTEL, G., & WESSELY, G.: Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. — Mitt. geol. Ges., **74—75**, S. 137—165, Wien 1981.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

WEBER, F.: Die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Mineralwassertiefbohrung Oberlaa. — Erdöl-Erdgas-Z., **1967**, H. 11, Wien—Hamburg 1967.

WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67**, (1973—1974), S. 265—287, Wien 1975.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Juni 1983.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tafel 7

HYDROLOGISCHE SYSTEME IM SÜDLICHEN WIENER BECKEN

PORÖSE UND VERKARSTUNGSFÄHIGE ZONEN:
(BECKENRAND UND TOP BECKENUNTERGRUND)

- HAUPTDOLOMIT
- OBERTRIASKALK ia.
- WETTERSTEINDOLOMIT
- MITTELTRIASKALK ia.
- MITTELTRIAS DES ZENTRALALPIN

- ÜBERSCHIEBUNG, AUFSCHIEBUNG
- BRUCH IM BECKENUNTERGRUND (AUSWAHL)
- RAND DES WIENER BECKENS
- BOHRUNGEN IM UNTERGRUND (AUSWAHL)
- RICHTUNG VON KALTWASSERSTRÖMEN IN TIEFEREN KARBONATANTEILEN
- RICHTUNG VON MINERALISIERTEN WARMWASSERSTRÖMEN IN HÖHEREN KARBONATANTEILEN UND IM BASISNEOGEN
- THERMALQUELLEN MIT TEMPERATURANGABE (°C)
- (1) SÜSSWASSER, z.T. MINERALISIERT
- SALINITÄT IN gCl/l
- (35) SALZWASSER

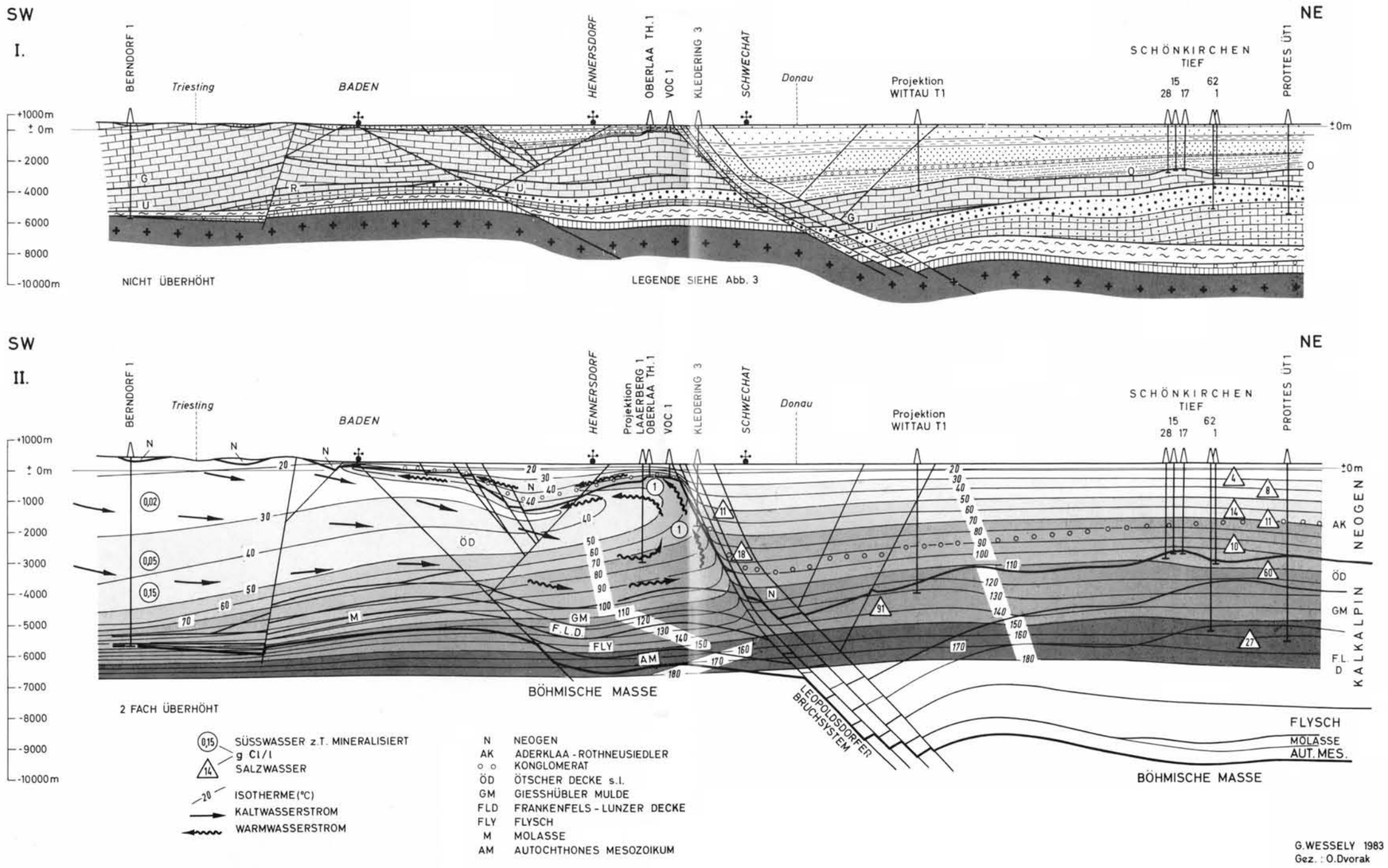
0 2 4 6 8 10 12km
Maßstab

Zusammengestellt:
G. WESSELY 1983
G. GOHS

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

SCHNITT A : BERNDORF – SCHÖNKIRCHEN

I. GEOLOGIE II. TEMPERATURVERTEILUNG, HYDRODYNAMIK



G.WESSELY 1983
Gez.: O.Dvorak

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1983

Band/Volume: 76

Autor(en)/Author(s): Wessely Godfrid

Artikel/Article: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. 27-68