

III.

GEWISSENSCHAFTLICHE DARSTELLUNG DER ÖSTERREICHISCHEN ERDÖL- UND ERDGASGEBIETE

ÜBERSICHT:

Die Bildung und Ansammlung von Kohlenwasserstoffen (KW) zu nutzbaren Lagerstätten erfolgt nach gewissen Gesetzmäßigkeiten, die im Abschnitt II.1. näher beschrieben wurden. Daraus folgt, daß auch in Österreich KW-Lagerstätten nur in ganz bestimmten geologischen Bereichen bevorzugt zu erwarten sind, während andere Bereiche dafür nicht oder kaum in Frage kommen. Diese theoretischen Grundlagen wurden durch viele Jahrzehnte praktischer Erfahrungen voll auf bestätigt und verfeinert. Es sei aber besonders darauf hingewiesen, daß die Bildung von Muttergesteinen und die Umwandlung von deren Kerogengehalt in KW zumeist unabhängig von den späteren Speichergesteinen erfolgt, sodaß praktisch jedes poröse und durchlässige Gestein mit entsprechender Struktur und Abdichtung gegen oben zu einer KW-Lagerstätte werden kann. Voraussetzung dafür ist weiters, daß zwischen dem Muttergesteinskörper und dem Speichergestein Migrationswege (Wegsamkeiten) bestehen.

Bevor auf die einzelnen Abschnitte näher eingegangen wird, sollen einige Absätze der geologischen Großgliederung Österreichs gewidmet sein.

Die „Zentralalpine Zone“ durchzieht das Staatsgebiet etwa in West-Ostrichtung von den Hohen Tauern bis zum Wechsel sowie dem Rosalien- und dem Kern des Leithagebirges. Die dort vorkommenden kristallinen Gesteine führen keine KW. Das Gleiche gilt für die kristallinen Gesteine der „Böhmischen Masse“ im Norden Oberösterreichs und im Nordwesten Niederösterreichs (Mühl- und Waldviertel). Deshalb werden beide geologischen Einheiten nur insofern behandelt, als sie ganz oder teilweise den unmittelbaren kristallinen Untergrund mehrerer jüngerer, sedimentärer Einheiten darstellen (Auto-

chthones Mesozoikum, Molassezone, Pannonisches, Mattersburger und Steirisches Becken). Ebenso sind die der Zentralalpinen Zone auflagernden mesozoischen Gesteine des „Unterostalpins“ bisher erdölgeologisch nur von geringer Bedeutung (Semmeringmesozoikum).

Von großer Wichtigkeit dagegen sind die an die Zentralalpen nach Norden anschließenden geologischen Einheiten des „Oberostalpins“, die aus der paläozoischen „Grauwackenzone“ und dem darüber gelagerten Deckenstapel der mesozoischen „Nördlichen Kalkalpen“ bestehen. Dieses Oberostalpin (Nordalpen) durchzieht Österreich von Vorarlberg bis zum Westrand des südlichen Wiener Beckens und setzt sich im Untergrund des Beckens gegen Nordosten fort.

Zwei weitere wichtige Baueinheiten sind die (nördliche) „Flyschzone“ und die „Helvetische Zone“ (Helvetikum), die die Nordrandzone der Ostalpen sind. Von Vorarlberg bis Oberösterreich bildet das Helvetikum den unmittelbaren Nordrand, während die Flyschzone etwa parallel dazu, zwischen den Kalkalpen und dem Helvetikum, verläuft. Der mittlere Teil dieser Einheiten liegt schon auf bayerischem Gebiet. Ab Oberösterreich verschwindet das Helvetikum unter der Flyschzone, welche nun bis zum Wiener Becken bzw. bis zur Wiener Pforte weiterzieht. Jenseits der Donau, die als geographische Grenze zwischen Alpen und Karpaten betrachtet wird, setzt sich die Flyschzone, obertags teilweise unterbrochen, bis Südmähren und in die Slowakei fort. Das Helvetikum zieht unter der Flyschzone weiter und kommt in mehreren Bereichen fenestertag zutage. So wie die Kalkalpen setzt sich auch die Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens fort.

Zwischen dem Alpennordrand und der Böhmischen Masse verläuft in wechsell-

der Breite die „Molassezone“ von Bayern bis zum Tullner Feld und von hier gegen NNE bis Südmähren.

Unter weiten Teilen der Molassezone und direkt dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagernd, befindet sich das „Autochthone Mesozoikum“, dessen Bezeichnung davon kommt, daß der größte Teil dieser Zone sich noch am Ort seiner Bildung (Ablagerung) befindet. Dieses Autochthone Mesozoikum ist in Österreich mit Ausnahme der Klippengesteine der Waschbergzone nirgends an der Erdoberfläche aufgeschlossen und wurde erst durch Tiefbohrungen der Erdölgesellschaften entdeckt und in seiner Verbreitung abgegrenzt. Im tiefen Untergrund des Wiener Beckens ist diese Einheit im Zuge der Beckenbildung etwa 6 bis 8 km abgesenkt worden („Autochthones Stockwerk“).

Die oberostalpinen Einheiten sowie Flyschzone, Helvetikum und der südliche Teil der Molassezone wurden durch die Gebirgsbildungsvorgänge des jüngeren Mesozoikums bis in die Jungtertiärzeit in verschiedenem Maße bewegt, verfaltet, überschoben und zum Teil zu Decken übereinander gestapelt, sodaß diese Einheiten heute nicht mehr dort liegen, wo sie gebildet wurden. Dies gilt auch für die schon genannten südlichen Teile der Molassezone, die als „Subalpine Molasse“ in einem schmalen Streifen das Helvetikum und die Flyschzone zwischen Vorarlberg und der Donau bei Wördern an der Erdoberfläche begleiten. Der größere Teil der Subalpinen Molasse wurde vom Helvetikum, der Flyschzone sowie den Nördlichen Kalkalpen viele Kilometer weit überschoben und liegt daher heute unter diesen Einheiten. Nördlich der Donau wird diese geologische Einheit „Waschbergzone“ genannt, die in Südmähren in die „Steinitzer Zone“ übergeht.

In der Übergangszone zwischen Alpen und Karpaten ist durch das Zusammenwirken von Zerrungs-, Horizontal- und Vertikalkräften im Rahmen plattentektonischer Vorgänge das „Wiener Becken“ mit seiner neogenen Beckenfüllung entstanden. Es ist dies die wichtigste und wirtschaftlich ergiebigste Erdöl-Provinz Österreichs.

Am Ostrand der Alpen liegen die schon eingangs erwähnten Beckenbereiche, nämlich das „Pannonische, das Mattersburger und das Steirische Becken“. Das Mattersburger Becken kann als Randbereich des Wiener Beckens und das Steirische Becken kann als westliches Randbecken des großen Pannonischen Beckens aufgefaßt werden.

Die Entstehungsgeschichte, die lithologische und stratigraphische Schichtzusammensetzung sowie die erdölgeologische Bedeutung dieser Zonen vom Oberostalpin bis zur Molassezone sowie einschließlich der genannten Becken, werden in den Abschnitten III.2. bis III.8. behandelt. Die Reihenfolge und die Gliederung der Themen hält sich im wesentlichen an die erdölgeologische Bedeutung der einzelnen Einheiten. Die historische Entwicklung des KW-Bergbaus in Österreich wird zusammenhängend im Abschnitt IV.1. dargestellt (D. SOMMER).

Abschnitt III.1.: Zur Einführung (F. BRIX). Die Beschreibungen der österreichischen Erdöl- und Erdgasgebiete (Abschnitt III.2. bis III.8.) enthalten zahlreiche Fachausdrücke und schildern zum Teil komplizierte geologische Vorgänge. Ähnliches gilt aber auch für andere geowissenschaftliche und technische Sachgebiete, die in diesem Buch in eigenen Kapiteln behandelt werden, wie die Geophysik (Kapitel II.2.4. und II.2.5.), die Bohrtechnik (Kapitel II.3.1.), die Laborarbeiten (Kapitel II.3.5.), die Fördertechnik (Kapitel II.4.1. und II.4.2.), der Umweltschutz (Kapitel IV.7. und V.4.) und die Paläontologie (Kapitel VI.1.2. bis VI.1.4.). Dazu kommen noch Fachbereiche, die in mehreren Kapiteln vorkommen, wie die Gesteinskunde (Petrologie), die Paläogeographie, die Geomorphologie und die Tektonik.

Es wird daher im Abschnitt III.1. versucht, den geowissenschaftlich und technisch nicht ausgebildeten Leserinnen und Lesern die nötigen Erklärungen in Kurzform zu geben, um die Zusammenhänge verständlich zu machen. Außerdem wird darauf hingewiesen, daß im Sach- und Ortsregister (Abschnitt VII.8.) die Fachausdrücke in alphabetischer Reihenfolge angeführt sind, wobei jene Textstellen, wo

Erläuterungen oder Definitionen zu finden sind, durch fettgedruckte Seitenzahlen genannt werden. Sind solche Erläuterungen im Text selbst nicht vorhanden, so wird unter dem betreffenden Stichwort eine kurze Erklärung gegeben.

Abschnitt III.2.: Das Neogen des Wiener Beckens (N. KREUTZER). Hier sind die meisten Erdöl- und Erdgaslagerstätten Österreichs zu finden. Nach einer kurzen Schilderung der jungtertiären (neogenen) Schichtfolge im Nördlichen und teilweise im Südlichen Wiener Becken wird besonders auf die in dieser Schichtfolge immer wieder auftretenden Deltaschüttungen eingegangen, da diese Sedimente als Speichergesteine eine große Rolle spielen. Ebenso ist die heutige strukturelle Lage der Sandkörper von Bedeutung (Aufwölbungen, Bruchstrukturen, Diskordanzen), da erst bestimmte Strukturentwicklungen zur Fallenbildung führen und damit KW-Ansammlungen ermöglichen. Sowohl auf charakteristische Eigenschaften wie auf die speziellen Fallentypen bestimmter Lagerstättengruppen wird eingegangen. Breiter Raum wird einer sedimentären Entwicklungsfolge gewidmet, die im Wiener Becken deutlich erkennbar ist, nämlich den transgressiv - regressiven Fazieszykluskeilen. Da diese etwas komplizierte Sachlage nicht immer leicht durchschaubar ist, wird empfohlen, die zahlreichen Abbildungen zu beachten. Dies gilt sinngemäß auch für die anderen Hauptkapitel dieses Abschnitts.

Abschnitt III.3.: Der Untergrund des Wiener Beckens (G. WESSELY). In diesem Abschnitt wird ein sehr wichtiger und geologisch interessanter Bereich der österreichischen Erdölgeologie behandelt. Ebenso ist dieser Bereich für die Entwicklung der Bohr- und Lagerstättentechnik sowie für die wirtschaftliche Ergiebigkeit von großer Bedeutung.

Erst durch die übertiefen Bohrungen (z. B. Zistersdorf ÜT2A, Aderklaa UT1) ist es im Verein mit geophysikalischen Messungen möglich geworden, die Entstehungsgeschichte, den Schichtbestand und den tektonischen Bau des Untergrundes des Wiener Beckens bis zum Kristallin der Böhmisches Masse zu erkennen.

Durch die Erschließung von fast 1000 m Mergelsteinserie des Oberen Jura (Malm) ist es außerdem gelungen, jene Schichtfolge zu finden, die als das Muttergestein für alle KW-Lagerstätten des Wiener Beckens und seines Untergrundes anzusprechen ist.

Wie noch im Hauptkapitel über die Nordalpen (III. 6.) näher erläutert wird, liegt über dem Kristallin der Böhmisches Masse weitflächig das Autochthone Mesozoikum, darüber die Subalpine Molasse (die teilweise fehlen kann), darüber Helvetikum plus Flyschzone und schließlich die Nördlichen Kalkalpen, die im Süden von der Grauwackenzone unterlagert werden.

Im Untergrund des Wiener Beckens sind nun die geologischen Verhältnisse analog mit der Besonderheit, daß durch die plattentektonischen Vorgänge im Umbiegungsbereich von der alpinen zur karpatischen Streichrichtung die tiefe Einsenkung des Wiener Beckens einschließlich der unterlagernden Einheiten stattfand. Dabei kann durch das heutige Übereinanderliegen zum Teil gleichalter Schichtgruppen, die aber ursprünglich in ganz verschiedenen Bereichen sedimentiert wurden, die Abfolge der Überschiebungsvorgänge zeitmäßig eingegrenzt werden. So ist z. B. die Überschiebung der Flyschzone auf die Subalpine Molasse (Waschbergzone) und die Überschiebung letzterer auf die Autochthone Molasse älter als die Einsenkung des Wiener Beckens.

Beide Haupteinheiten im Untergrund des Wiener Beckens, d. h. das alpin-karpatische Stockwerk (im besonderen die Waschbergzone, die Flyschzone und die Nördlichen Kalkalpen) sowie das darunter liegende autochthone Stockwerk (= das Autochthone Mesozoikum), sind erdölgeologisch von eminenter Wichtigkeit. Wie schon erwähnt, liegt in der Mergelsteinserie (Malm) des Autochthonen Mesozoikums ein sehr gutes und mächtiges Muttergestein vor, das durch die tiefe Absenkung die nötige Reifung (Maturation) erlangte. Migrationsbahnen sind durch die Absenkungsvorgänge in Form von tiefreichenden Bruch- und Auflockerungszonen bei der Bildung des Wiener Beckens geschaffen worden. Speichergesteine gibt

es in großer Zahl sowohl in der abgesenkten Flysch- und Kalkalpenzone, wie auch im Wiener Becken selbst. Ebenso liegen genügend gut ausgebildete Strukturformen mit abdichtenden Lagen vor. Es ist also verständlich, daß im Wiener Becken und seinem sedimentären Untergrund die reichste KW-Provinz Mitteleuropas vorhanden ist.

Abschnitt III.4.: Die Molassezone und deren Untergrund (O. MALZER, F. RÖGL, P. SEIFERT, L. WAGNER, G. WESSELY & F. BRIX). Eine sehr ausgedehnte Erdölprovinz Österreichs ist die Molassezone, reicht sie doch geschlossen vom nördlichen Vorarlberg über Südbayern, das nördliche Salzburgerland, Ober- und Niederösterreich bis nach Südmähren. Vor Beginn der Erdölexploration gab es nur relativ geringe Kenntnisse vom Tiefbau dieser Molassezone. Durch weiträumige geophysikalische Untersuchungen und die darauf folgende Bohrtätigkeit der Erdölgesellschaften RAG und ÖMV AG wurden nicht nur der gesamte Schichtaufbau und die Schichtlagerung (Tektonik) dieser Zone weitgehend erforscht, sondern auch das Autochthone Mesozoikum auf österreichischem Gebiet entdeckt, das als bis über 2000 m mächtige Gesteinsfolge hauptsächlich im südlichen Teil der Molassezone den Untergrund derselben bildet.

In diesem Hauptkapitel werden vor allem die Sedimentationsgeschichte und paläogeographischen Verhältnisse bei der Bildung des Autochthonen Mesozoikums und der Molassegesteine nach dem neuesten Stand der Forschungen dargelegt.

Die Schichten der Subalpinen Molasse sind, wie erwähnt, obertags meist nur als relativ schmaler Saum am Nordrand des Helvetikums, bzw. der Flyschzone abgeschlossen, reichen aber, von diesen Einheiten überschoben, weit nach Süden. In der Bohrung Berndorf 1/NÖ. wurden z. B. oligozän-miozäne Schichten (Egerien) der Molassezone 38 km südlich des Alpennordrandes in 5.945 m Bohrtiefe angetroffen. Der Schichtbestand dieser Subalpinen Molasse, die in einigen Teilgebieten der Nordalpen durch Abscherung fehlen kann, ähnelt zumeist demjenigen, der an

der Erdoberfläche aufgeschlossen ist. Auf Sonderentwicklungen wird hingewiesen.

Die Stratigraphie (Schichtalterskunde) und die Lithologie (Gesteinsbeschaffenheit) der Molassezone gehören zu den Grundlagen für alle erdölgeologischen Überlegungen. Auf diese wird in den Hauptkapiteln III.4.1. bis III.4.3. näher eingegangen. Im Hauptkapitel III.4.4. wird ausführlich auf die Muttergesteine, Speichergesteine, die Migrationsbahnen und die Lagerstättenbildung in der Molassezone und deren sedimentären Untergrund (Anthrochthones Mesozoikum) eingegangen. In den Kapiteln III.4.4.1. bis III.4.4.3. werden die speziellen Verhältnisse westlich, südlich und östlich der Böhmisches Masse näher erläutert.

Abschnitt III.5.: Die Waschbergzone (P. SEIFERT). Diese Zone, als geologisch-tektonische Fortsetzung der Subalpinen Molasse von der Donau bis nach Südmähren, ist erdölgeologisch von einiger Bedeutung, weshalb ihr ein eigenes, kurzes Kapitel gewidmet wird. Auch hier wird vor allem der Schichtbestand beschrieben, wie er durch die geologische Oberflächenkartierung und Tiefbohrungen erschlossen wurde. Von Interesse ist auch, daß bei der Aufschuppung und Überschiebung der Waschbergzone gegen NW auch kleinere und größere Gesteinsmassen des darunter liegenden Autochthonen Mesozoikums abgeschürft und teilweise bis zur Erdoberfläche transportiert wurden. Als Beispiele seien die Staatzer und Falkensteiner Klippen genannt. Im Waschberggebiet bei Stockerau finden sich Granitschürflinge der Böhmisches Masse (Waschberggranite). Bevor durch die Tiefbohrung Staatz 1 der ÖMV AG das Autochthone Mesozoikum im Untergrund der Waschbergzone entdeckt wurde, war die Herkunft dieser Klippen und Scherlinge umstritten.

Die erdölgeologischen Aspekte dieses Hauptkapitels werden im Kapitel III.4.2.2. näher beschrieben.

Abschnitt III.6.: Die Nordalpen (G. WESSELY & L. WAGNER). Unter „Nordalpen“ ist jener Bereich zu verstehen, der im Süden von der Zentralalpinen Zone mit ihrer mesozoischen Auflage (Unterostalpin) und

im Norden von der Molassezone begrenzt wird. Auch die Nordalpen haben ihre Fortsetzung im unmittelbaren Untergrund des Wiener Beckens, wo sie in die entsprechenden Einheiten der Karpaten übergehen (siehe Hauptkapitel III.3.).

Erst die Explorationserfolge der letzten Jahre haben die Aufmerksamkeit der Erdölgesellschaften wieder verstärkt auf die Nordalpen und ihren sedimentären Untergrund gelenkt. Hatte man z. B. bisher angenommen, daß es in den Nördlichen Kalkalpen infolge der starken Zerrüttung der Gesteine durch die Gebirgsbildungsvorgänge kaum Bereiche geben kann, die eine genügend gute Abdichtung gegen oben haben, wurde man durch die Bohrung Moln 1 (südlich Steyr) eines Besseren belehrt. Ebenso hat die Bohrung Grünau 1 (Almtal) gezeigt, daß im Autochthonen Mesozoikum unter dem alpinen Stockwerk flüssige KW vorkommen. Der größte Erfolg bis 1991 war aber zweifellos die Entdeckung des Erdgaskondensatfeldes Höflein nördlich von Wien. Es wird hier aus dem Dogger (mittlerer Jura) des Autochthonen Mesozoikums unter der Flyschzone und der Subalpinen Molasse gefördert (siehe Kapitel IV.4.3.). Eine Erdöllagerstätte wurde schon vorher in Oberösterreich in Eozängesteinen der Subalpinen Molasse entdeckt (Kirchham 1).

In diesem Hauptkapitel werden auch regionalgeologische Betrachtungen angestellt, welche Bereiche auf welche geologischen Ziele hin zukünftig prospektionswürdig sind (siehe auch Hauptkapitel IV.5.).

Für die Geologie der Ostalpen sind zweifellos jene wissenschaftlichen Ergebnisse von überragender Bedeutung, die sich aus den z. T. recht intensiven geophysikalischen Messungen (Magnetik, Gravimetrie, Seismik) sowie vor allem dann aus den Tiefbohrungen ergaben. Der Deckenbau der Nordalpen und der Internbau einzelner Baueinheiten, wie sie sich vorwiegend zunächst aus Oberflächenuntersuchungen ergeben haben, wurden glänzend bestätigt.

Abschnitt III.7.: Das Pannonische Becken einschließlich des Mattersburger Beckens (G. WESSELY & L. WAGNER). Dieser

Bereich hat sich bis jetzt als nicht KW-führend erwiesen. Die Prospektionsarbeiten der letzten Jahrzehnte haben aber das Wissen um die Entstehungsgeschichte und den Sedimentbestand dieser Beckenlandschaften wesentlich erweitert.

Abschnitt III.8.: Das Steirische Becken (O. MALZER & H. SPERL). Der geologische Bau dieses zur Südsteiermark und zum Südburgenland gehörenden Gebietes wurde durch die Jahrzehnte dauernden Prospektionsarbeiten gut erforscht. Wenn auch gewisse Ähnlichkeiten zum Schichtaufbau des Wiener Beckens vorhanden sind, besteht der grundlegende erdölgeologische Unterschied jedoch in der Tatsache, daß es im tieferen Untergrund des Wiener Beckens sehr gut geeignete Muttergesteine mit dem nötigen Reifegrad gibt (siehe Hauptkapitel III.3.), während solche im Untergrund des Steirischen Beckens offenbar fehlen. Es bleibt also nur die Hoffnung, daß solche Muttergesteine in der tieferen Sedimentfüllung selbst vorkommen und die entsprechende Maturität erreicht haben. Kleine, unwirtschaftliche Gasvorkommen und gelegentliche Gasspuren in Bohrungen geben dieser Hoffnung Nahrung.

Bisher hat das Steirische Becken eine viel größere Bedeutung durch die Auffindung von tief liegenden Thermalwässern erhalten (z. B. Loipersdorf, Waltersdorf, Blumau). Dabei haben die zahlreichen oberirdischen und unterirdischen Vulkanerscheinungen im Steirischen Becken sicher eine große Rolle beim Zustandekommen eines erhöhten geothermischen Gradienten gespielt. Alle diese Thermalwasservorkommen wurden durch die Bohrtätigkeit der RAG erschlossen. Damit wurde eine nicht unwesentliche wirtschaftliche Entwicklung in den betreffenden Gebieten eingeleitet.

Abschließend sei erwähnt, daß der oben angeführte erhöhte geothermische Gradient auch das Erreichen der Maturität von Muttergesteinen in den tieferen Sedimentbereichen des Steirischen Beckens bewirkt haben kann. Dies ist ein weiterer positiver Aspekt für die Prospektionswürdigkeit zumindestens eines Teiles dieses Beckens.

Für die geowissenschaftliche Darstellung österreichischer Bereiche gibt es eine überaus reiche Fachliteratur. Der besseren Überschaubarkeit wegen wird hier eine Anzahl jener Arbeiten aufgelistet, die sich mit der Geologie der Ostalpen, bzw. Österreichs als Ganzes befassen. Im Anschluß an die einzelnen Abschnitte III.2. bis III.8. werden dann die entsprechenden regionalgeologischen Literaturauswahlen angegeben.

Literaturauswahl zum „Überblick“ von Hauptabschnitt III:

AMPFERER, O. & HAMMER, W. 1911; AMPFERER, O. 1925; BECK-MANNAGETTA, P. & PREY, S. 1974; DEL-NEGRO, W. 1977; DIETRICH, V. J. & FRANZ, U. 1976; FAUPL, P. 1978; FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. 1987; FRIEDL, K. 1937; GRILL, R. & KÜPPER, H. 1954; GWINNER, M. P. 1978; KRAUS, E. 1951; KÜPPER, H. 1960 und 1965 a; MATURA, A. & SUMMESBERGER, H. 1980; MEDWENITSCH, W., SCHLAGER, W. & EXNER, Ch. 1964; OBERHAUSER, R. 1973 und 1980 a; PREY, S. 1978; RATSCHBACHER, L. 1991; RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. 1991; RICHTER, D. 1974; ROEDER, D. 1976; SCHAFFER, F. X. 1951; STAUB, R. 1972; TOLLMANN, A. 1963 b, 1969 b, 1977 b, 1980 b, 1984, 1985, 1986 a und 1986 b; TRÜMPY, R. 1985; WOLETZ, G. 1963 und 1967; ZAPFE, H. 1964.

III.1. Zur Einführung

von Friedrich BRIX

Wie schon in der vorhergehenden Übersicht zu Hauptkapitel III. erwähnt, soll dieser Abschnitt jenen Lesern, die weniger mit geowissenschaftlichen und technischen Grundbegriffen und Vorgängen vertraut sind, beim Verständnis der Fachtexte dieses Buches behilflich sein.

Zur besseren Übersicht werden die geowissenschaftlich-technischen Begriffe und Vorgänge in 9 Sachgruppen gegliedert und in den Kapiteln III.1.1. bis III.1.9. dargestellt. Wer Informationen über den Stand der Aufsuchungstätigkeit der in Österreich tätigen Erdölgesellschaften der

jüngeren Vergangenheit sucht, findet einige Hinweise dazu im Kapitel III.1.10.

Um Wiederholungen nach Möglichkeit zu vermeiden, wird gelegentlich auf Definitionen und Erklärungen in anderen Kapiteln hingewiesen. Die im Abschnitt III.1. gegebenen Erläuterungen können nur kurz gefaßt werden, wobei jene Bedeutungen angegeben werden, wie sie hier zu verstehen sind. Wer ausführlichere oder umfassendere Angaben und Informationen haben will, sei auf die Literaturauswahl am Ende dieses Abschnittes hingewiesen.

III.1.1. Die geologische Zeitskala

Die Darstellung geologischer Abfolgen und Ereignisse kommt ohne Altersangaben nicht aus. Im Buch sind daher an verschiedenen Stellen Zeitskalen angegeben, die speziell auf österreichische Gegebenheiten eingehen: eine Übersicht des Erdmittelalters (= Mesozoikum) findet sich in Tabelle 15 auf Seite 284, eine solche der Erdneuzeit (= Känozoikum) in Tabelle 17 auf Seite 294.

Zu unterscheiden sind relative und absolute Zeitangaben. Relative Zeitangaben beruhen auf den Lagerungsver-

hältnissen einer Gesteinsfolge und auf deren Fossilinhalt. Damit kann meist entschieden werden, welche Schichten älter und welche jünger sind. Absolute Zeitangaben fußen vorwiegend auf der Kenntnis der konstanten Zerfallsdauer radioaktiver Substanzen, soweit sie in einem Gestein enthalten sind. Herangezogen werden z. B. bestimmte Isotope des Kohlenstoffs, Kaliums, Argons, Rubidiums, Strontiums, Tritiums und Urans. Die in den oben genannten Tabellen zitierten Altersangaben beruhen auf solchen

Bestimmungen. Diese Altersangaben stehen an geologischen Zeitgrenzen.

Für eine Reihe von geologischen Zeitspannen werden in den Texten Synonyme verwendet. Beispielsweise entspricht der Begriff Neogen dem Jungtertiär, das Paläogen dem Alttertiär, das Pleistozän der Gesamtheit der Kaltzeiten (Eiszeiten) und Warmzeiten (Zwischeneiszeiten) im Känozoikum. Auch für die Untergliederung der Jurazeit werden gelegentlich Synonyme verwendet, z. B. Lias für Unterjura, Dogger für Mitteljura und Malm für Oberjura. Diese Synonyme sind aber in

den stratigraphischen Tabellen zumeist angegeben.

Ein Kompromiß wurde für bestimmte Endungen von jenen Zeitbegriffen angewendet, die Verwechslungen mit dem Herkunftsnamen dieser Zeitbegriffe zulassen. Zum Beispiel wurde nach der niederösterreichischen Stadt Eggenburg der untermiozäne Zeitbegriff Eggenburgien benannt, ähnliches gilt für die Zeitbegriffe Ottnangien, Karpatien, Badenien usw. Bei den übergeordneten Zeitbegriffen wurde aber die Endung „-ien“ zumeist weggelassen.

III.1.2. Gesteine und ihre Entstehung

III.1.2.1. Ablagerungsgesteine

III.1.2.1.1. Einteilung der Ablagerungsgesteine

Diese auch Sedimentgesteine oder Sedimentite genannten Gesteine sind für die Entstehung, Wanderung (Migration) und Ansammlung von KW unbedingt erforderlich (siehe Abschnitt II.1.). Gesteine, die durch den Transport und die Ablagerung von Mineral- oder Gesteinsteilchen gebildet werden, sind meist zunächst unverfestigt. Durch diagenetische Vorgänge, wie z. B. Überlagerungsdruck und Entwässerung sowie Ausfällung von Kalkspat oder Quarz, wird aus einem Lockergestein (z. B. eckigem Blockwerk, Schotter, Kies, Sand, Silt, Kalkschlamm, Tonschlamm) ein Festgestein (z. B. eine Brekzie = Breccie, Konglomerat, Sandstein, Siltstein, Kalkstein, Tonstein). Die aus verschiedenartigen oder gleichartigen Gemengteilen (Mineralkörnern und/oder Gesteinsfragmenten) bestehenden Sedimentgesteine sind auch durch Korngrößenunterschiede klassifizierbar. Als klastische Gesteine (Klastika) werden Sedimente bezeichnet, deren Gemengteile aus der mechanischen Zerstörung anderer Gesteine herkommen.

Psephite oder Rudite sind grobklastische Sedimentgesteine (Blockwerk,

Schotter, Kies) mit einer unteren Korngröße von 2 mm. Im Text wird eine Megabreccie erwähnt: das ist ein aus zumeist sehr grobem, eckigem Blockwerk bestehendes verfestigtes Gestein. Als Nagelfluh wird ein verfestigter grober Schotter (= Konglomerat) bezeichnet, der in der Schichtfolge der Molassezone oder auch als eiszeitliches (pleistozänes) Sediment vorkommt.

Psammite oder Arenite (Sande) sind mittelklastische Gesteine und haben eine untere Korngröße von 0,063 mm. Eine Arkose ist ein Sandstein, der als Nebengemengteil mehr als 25% Feldspatminerale enthält.

Pelite oder Lutite (Silt und Ton) sind feinklastische Gesteine mit einer Korngröße kleiner als 0,063 mm. Die Grenze Silt-Ton liegt bei 0,002 mm Korngröße.

Eine besondere Gruppe von Sedimentgesteinen sind die Evaporite (Verdunstungsgesteine). Sie entstehen durch Anreicherung bzw. Abscheidung chemischer Substanzen aus Lösungen (z. B. Meerwasser) infolge starker Verdunstung des Lösungsmittels. Typische Evaporite sind u. a. Anhydrit (CaSO_4), Gips ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$) und Steinsalz (NaCl). Sie kommen in Österreich vor allem in den Nördlichen Kalkalpen vor.

Die wichtige Gruppe der Karbonatgesteine besteht vorwiegend aus Kalk-

steinen und Dolomitgesteinen. Kalksteine entstehen z. B. aus verfestigtem Kalkschlamm, aus umgelagerten Kalkkomponenten älterer Gesteine, durch Abscheidung von Organismen (Kalkalgen, Korallen) oder durch chemische Ausfällung. Chemisch ist Kalkstein im wesentlichen CaCO_3 . Dolomite (als Gestein) können primär evaporitisch in Lagunen entstehen. Ein Dolomitgestein kann aber auch durch Umwandlung von Kalkstein gebildet werden, wobei ein Teil des Calciums durch Magnesium ersetzt wird. Dieser Vorgang kann als Metasomatose bezeichnet werden. Die dabei entstehende Vergrößerung der Porosität ist auch auf Seite 527 beschrieben. Karbonatgesteine sind durch ihre Kluftporosität oft sehr gute Speichergesteine.

Rauhdecken sind durch Lösungsvorgänge porös gewordene Dolomitgesteine (Synonyme: Rauchdecken, Zellendolomite) oder auch Kalksteine, die vorwiegend in kalkalpinen Triasgesteinen auftreten.

Als „mudstones“ werden pelitische Karbonatgesteine bezeichnet, die als Nebengemengteile weniger als 10% Gesteinskörner enthalten.

„Intraklaste“ sind karbonatische Gesteinsbruchstückchen meist schwach verfestigter Sedimente, die kurz nach der Sedimentation abgetragen und in der Nachbarschaft des ursprünglichen Sedimentationsraumes wieder abgelagert wurden.

Eine besondere Gruppe karbonatischer Gesteine sind Oolithe. Sie bestehen aus Ooiden. Dies sind kugelförmige Körper zumeist aus Kalk, aber auch aus anderen Substanzen. Ooide entstehen so, daß um ein sehr kleines Teilchen (Sandkorn, Schalensplitter) konzentrische oder radialstrahlige Schalen in übersättigtem Wasser chemisch abgesondert werden. Der Durchmesser schwankt meist zwischen 0,1 bis 2 mm, es gibt aber auch größere Ooide. Bei Absatz im Süßwasser wird Kalkspat (trigonales CaCO_3), bei Absatz im seichten Meerwasser Aragonit (rhombisches CaCO_3) gebildet. Oolithe sind daher Anzeiger für Seichtwasserverhältnisse und ermöglichen Hinweise auf

den Salzgehalt des Umgebungswassers während ihrer Entstehung.

Kieselige Sedimentgesteine bestehen vorwiegend aus Quarz (SiO_2). Dieser hohe Quarzgehalt kann u. a. durch chemische Ausfällung, durch Ansammlung von kieseligen Organismenresten (z. B. von Radiolarien, Kieselchwämmen, Diatomeen; siehe Kapitel VI.1.3.), durch den Antransport und die Ablagerung von feinen Quarzsanden und Quarzpeliten sowie durch vulkanische Ablagerungen entstehen. Die Herkunft aus Fossilresten ist durch die Untersuchung von Schlammproben oder Gesteinsdünnschliffen mit dem Mikroskop meist gut erkennbar. Je nach der vorherrschenden Fossilgruppe heißen die Gesteine z. B. Spiculite (aus Kieselchwämmen), Radiolarite (aus Radiolarien) und Diatomite (aus Diatomeen).

Andere, relativ häufige Kieselausscheidungen sind Hornsteine (Feuersteine, Flintsteine), die sowohl bankig wie auch knollig in Sedimentgesteinen auftreten können. Die Entstehung kann z. T. organisch, zum größeren Teil wohl anorganisch durch Verdrängung von Karbonaten und deren Ersatz durch ausgefällte Kieselsäure gedeutet werden.

Großflächig auftretende kieselsäurereiche Gesteinshorizonte können für die KW-Migration als dichte Deckschichten wirken. Andererseits sind poröse Hornsteine sogar als Speichergesteine bekannt (Feld Höflein, siehe Kapitel IV.4.3.).

III.1.2.1.2. Ablagerungsbereiche

Die Voraussetzungen für die Ablagerung klastischer, evaporitischer, chemischer oder von Organismen gebildeter (organogener) Sedimente sind von den im Ablagerungsraum herrschenden Bedingungen abhängig. Man bezeichnet die Ausbildungsform und die Zusammensetzung, die ein Sediment bei seiner Entstehung aufgrund der herrschenden Umweltbedingungen erhält als dessen Fazies. Zieht man die Gesteinskomponenten (Mineralkörner, umgelagerte Gesteinsfragmente) zur Beschreibung heran, spricht man von der Lithofazies, wer-

den vorwiegend die Fossilkomponenten betrachtet, so spricht man von der Biofazies eines Sediments. Die fazielle Zuordnung eines Gesteins bei erkennbaren Ablagerungsbedingungen ist eine der Grundlagen der Paläogeographie.

Unter Progradation versteht man das Seewärtswandern einer bestimmten faziellen Entwicklung, verursacht durch ein Überangebot an Sedimentmaterial. Es kommen so Sedimente verschiedener fazieller Ausbildung übereinander zu liegen.

Am Festland werden äolische Sedimente durch Lufttransport gebildet (Dünensande, Löß). Aquatische Sedimente werden ganz allgemein im Wasser abgelagert. Man unterscheidet fluviatile (fluviogene), d. h. in Flüssen abgelagerte Sedimente (wie z. B. Flußschotter, Kiese, Sandbänke), limnische oder lakustrische, d. h. in Süßwasserseen abgesetzte Sedimente (Schotter, Kies, Sand, Kalkschlamm, Tonschlamm) und marine Sedimente (Meeresablagerungen; siehe unten). Man spricht daher auch von subaerischen, subaquatischen und submarinen Ablagerungen. Sedimente, die ganz allgemein am Festland gebildet wurden, faßt man auch als terrestrische Ablagerungen zusammen. Eine Sonderform fluviatiler Sedimente sind Mäanderbildungen (Schotter, Kiese, Sande). Sie entstehen in stark gewundenen Flußläufen bei sehr geringem Gefälle in breiten, flachen Tälern. Diese Sedimente sind meist weitflächig verbreitet und können gute Speichergesteine darstellen. Terrigene Sedimente sind dagegen solche, die vom Festland herkommen. Als paralische Ablagerungen bezeichnet man an der Meeresküste gebildete Kohlenlagen mit Einschaltungen mariner Horizonte.

Da für die Entstehung und Ansammlung von KW die marinen Sedimente sehr wesentlich sind, soll hier näher auf diese eingegangen werden. Die rezenten (gegenwärtigen) und fossilen Wässer der Meere sind oft durch verschiedene Salinität (Salzgehalt) gekennzeichnet. Die entsprechenden Abstufungen (euhalin, brachyhalin, brackisch, limnisch) werden in den Kapiteln

VI.1.2. und VI.1.3. angegeben. Unter Verbrackung versteht man einerseits die Abnahme des Salzgehaltes des Meerwassers durch starken Süßwassereinfluß, andererseits die Zunahme des Salzgehaltes von Süßwasser durch Meerwassereinfluß.

Nach der Wassertiefe von Meeren werden verschiedene Tiefenzonen unterschieden. Der litorale Bereich ist der Küsten- und Gezeitenbereich. Im Detail wird unterschieden zwischen dem Supragezeitenbereich (supratidal), der über dem höchsten Flutwasser liegt, dem Intrazeitenbereich (inratidal), der zwischen dem höchsten Flut- und dem tiefsten Ebbwasserstand liegt und dem Subgezeitenbereich (subtidal), der unter dem tiefsten Ebbwasserstand liegt.

Der sublitorale Bereich (= Schelfbereich, neritische Bereich) umfaßt die lichtdurchflutete Zone bis etwa 200 m Wassertiefe und gehört meist noch zum Kontinentalsockel.

Der bathyale Bereich liegt zwischen den Wassertiefen von 200 bis 2000 m. Vom meerseitigen Schelfrand bis zur Tiefsee umfaßt dieser Bereich zumeist den Kontinentalhang und hat keine Durchlichtung mehr.

Der abyssale Bereich reicht von 2000 m bis 5000 oder 6000 m Wassertiefe. Der Kontinentalfuß und die Tiefseebecken gehören dazu.

Der hadale Bereich ist jener, der tiefer als 5000 bis 6000 m ist. Er liegt in den Tiefseegräben vor.

Alle genannten Bereiche der verschiedenen Wassertiefen sind durch entsprechende Ablagerungs- und Fossilvorkommen auch aus der geologischen Vergangenheit bekannt. Für die Ablagerung von Muttergesteinen von Bedeutung ist vorwiegend der tiefere Teil des sublitoralen Bereichs sowie der bathyale Bereich, wobei neben genügend organischem Material auch ein reduzierendes Milieu (Sauerstoffmangel oder fehlender Sauerstoff) vorhanden sein muß. Die nötige Reifung zu KW kann im Allgemeinen erst durch tiefe Absenkung der Sedimente eintreten (siehe Kapitel II.1.1.).

Aus dem Kapitel III.1.2.1.2. geht sehr deutlich hervor, daß bestimmte Sedimente in sehr verschiedenen Ablagerungsbecken entstehen können, wie z. B. Schotter, Kiese und Sande sowohl in Flüssen, Seen wie auch an Meeresküsten. Es erfordert daher spezielle sedimentologische und paläontologische Untersuchungen, um diese Sedimente voneinander unterscheiden zu können.

III.1.2.1.3. Ablagerungsformen

Unter der Mächtigkeit einer Ablagerung versteht man die Schichtdicke, gemessen als Senkrechte auf die obere oder untere Schichtfläche. Diese Mächtigkeit, z. B. einer Sandsteinlage, kann lateral (seitlich) geringer werden, man spricht von Ausdünnung oder vom Auskeilen, wobei dieser Vorgang als ablagerungsbedingt betrachtet wird. Nimmt in einer vorwiegend sandigen Schicht in Richtung der seitlichen Ausdehnung der Ton- oder Mergelgehalt immer mehr zu und der Sandgehalt entsprechend ab, nennt man diesen sedimentären Vorgang *Vertonung*. Diese Erscheinungen sind sowohl für die Speichereigenschaften wie für die Funktion als abdichtende Lage von großer Bedeutung.

Bestimmte, meist gering mächtige Teile einer Schichtfolge, die über weite Strecken von Bohrung zu Bohrung verfolgbar und auch gut erkennbar sind, werden *Marker* genannt. Diese Marker sind natürlich auch in den Bohrlochdiagrammen (siehe Kapitel II.3.3.) manifestiert, was die Korrelation (Verknüpfung) benachbarter Bohrungen wesentlich erleichtert. Als Marker können z. B. Kohlenflöze, harte Kalksteinlagen, gering mächtige bunte Schiefer, Fossilbänke oder vulkanische Tufflagen dienen.

Von Bedeutung für die Rekonstruktion der Abfolge geologischer Ereignisse ist die Art der Aufeinanderfolge von Schichten. Eine Konkordanz liegt dann vor, wenn Schicht auf Schicht ungestört mit gleichem Streichen und Fallen (Lagerung im Raum) übereinanderliegen (Parallelschichtung).

Von *Diskordanz* spricht man, wenn eine Schicht im Liegenden von einer Schicht im Hangenden ungleichförmig überlagert wird. Als Beispiel können die obere Schichtfläche der unteren Schicht (oder Schichtgruppe) und die unteren Schichten der oberen Schichtgruppe unter einem Winkel zusammenstoßen (*Winkeldiskordanz*). Es muß sich also nach Ablagerung der unteren Schicht (oder Schichtgruppe) und vor Ablagerung der oberen Schichtgruppe eine Schiefstellung der unteren Schicht ereignet haben. Findet nach Ablagerung der unteren Schicht eine Erosionsphase statt, sodaß diese untere Schicht nun ein Relief aufweist, so spricht man von einer *Erosionsdiskordanz*, wenn dieses Relief später von einer jüngeren Ablagerung aufgefüllt und zugedeckt wird. Diese Bezeichnungen werden auch dann angewendet, wenn der liegende Teil aus kristallinen Gesteinen (Erstarrungs- bzw. Umwandlungsgesteinen, siehe unten) besteht. Ganz allgemein wird die Trennfläche zwischen dem liegenden und hangenden Teil als *Diskordanzfläche* bezeichnet (siehe auch Abb. 114/5 und 6).

Eine *Kreuzschichtung* ist eine Sedimentationsform, bei der ein mehrfacher Wechsel der Schüttungsrichtung eintrat.

Von den vielen Ablagerungsformen, die man bei Sedimentgesteinen unterscheiden kann, sollen Deltabildungen und Turbidite etwas näher betrachtet werden.

Die mechanische Fracht eines Flusses wird beim Erreichen des Meeres infolge der plötzlichen Strömungsverminderung zur Ablagerung gebracht. Bei starker Materialzufuhr, geringer oder fehlender Absenkung des Küstengebietes und schwacher Brandung wird ein *Delta* ins Meer vorgebaut, das vorwiegend aus geschichteten, fein- bis mittelkörnigen, seltener grobkörnigen Sandlagen besteht. Deltabildungen der geologischen Vergangenheit haben große Bedeutung als Speichergesteine erlangt (siehe z. B. Kapitel III.2.2.).

Der flache Teil der Deltaoberfläche wird *Deltaebene* (*Deltaplain*) genannt. Er kann sowohl knapp oberhalb wie knapp unterhalb des Wasserspiegels liegen.

Meerwärts ist die Deltafront gelegen, die Sandlagen fallen hier etwas steiler ein, d. h. die Deltaschichtung verändert sich von der Land- zur Seeseite hin. Der Bereich unmittelbar vor der Deltafront, in dem häufig schon pelitische Sedimente abgelagert werden, heißt Prodelta. Diese Sedimente gehen seawärts in die eigentlichen Schelfablagerungen über.

Bei Betrachtung von Deltaablagerungen sind noch weitere Bereiche zu unterscheiden. Ein proximales Deltasediment liegt nahe dem landseitigen Beginn der Deltaschüttung. Ein distales Deltasediment dagegen wird entfernt von dem Bereich wo die Deltaschüttung beginnt (also seawärts), abgelagert.

Turbidite sind klastische Ablagerungen aus Schlamm- oder Trübestömungen (turbidity currents). So wird das noch lose aufgehäufte und mit Meerwasser durchtränkte Sedimentmaterial am Kontinentalabhang (Schelfabhang zur Tiefsee) z. B. durch ein Erdbeben in Bewegung gesetzt. Die wasserdurchtränkte Sedimentmasse gleitet nun als Suspensionsstrom mit hoher Geschwindigkeit in die tieferen Meeresteile, wo sie oft erst weit draußen zur Ruhe kommt. Dabei werden zuerst die größeren, dann die feineren und nach längerer Zeit auch die feinsten Komponenten als Tone oder bei einem gewissen Karbonatgehalt als Mergel abgesetzt. Es bildet sich also eine Turbiditfazies heraus, die durch ein sogenanntes Geopetalgefüge ausgezeichnet ist. So ein Gefüge läßt durch die genannten Korngrößenänderungen erkennen, wo zur Zeit der Sedimentation „unten“ und „oben“ lagen. Man bezeichnet die Korngrößenabnahme nach oben auch als Gradierung (graded bedding), wie sie bei den genannten Turbiditen auftritt. Turbidite kommen in der Flyschzone häufig vor, wobei ganze Abfolgen gradierter Schichten zu beobachten sind, was auf wiederholte Abgänge solcher Trübungsströme schließen läßt. Der Basisteil eines Turbidits ist seiner Grobkörnigkeit wegen ein potentiellies Speichergestein, andererseits bildet der pelitische Abschluß im Hangenteil eines

Turbidits bei aufrechter Schichtlage eine gute Abdichtung für KW.

Es sollen nun zwei Vorgänge beschrieben werden, die sehr wichtige Ereignisse im Ablauf des geologischen Geschehens darstellen: Transgressionen und Regressionen.

Eine Transgression bedeutet das Vorrücken des Meeres über bisher landfeste Gebiete, verursacht entweder durch Hebung des Meeresspiegels oder durch Absenkung des Festlandes oder durch beides. Die durch diese Überflutung neugebildeten Transgressionssedimente liegen meist diskordant auf der ehemaligen Landoberfläche. Es kommt also zur Ablagerung mariner auf faziell meist andersartigen Sedimenten und zu einer landwärts gerichteten Küstenverschiebung.

Eine Regression ist der Rückzug des Meeres aus bisher überfluteten Bereichen, verursacht durch Landhebung oder durch Absenkung des Meeresspiegels oder durch beides. Durch diesen Meeresrückzug verschiebt sich der Küstenbereich seawärts, es kommt zur Ablagerung von Seichtwassersedimenten auf Sedimenten tieferer Meeresbereiche.

Diskordanzen, gleichgültig wodurch sie verursacht werden, sind also bedeutende geologische Erscheinungen. Sowohl bei der Einwirkung großflächiger Erosionsvorgänge, wie bei tektonischen Bewegungen, die Transgressionen oder Regressionen verursachen können, sind wesentliche erdölgeologische Konsequenzen, wie z. B. Fallenbildungen, zu erwarten.

III.1.2.2. Erstarrungsgesteine (Magmatite)

Glutflüssige Gesteinsmassen aus der Tiefe der Erde können schon in der Erdkruste erstarren, ohne die Oberfläche zu erreichen. Man spricht von Plutoniten (Tiefengesteinen). Beispiele sind Granit, Diorit, Gabbro, Syenit. An die Erdoberfläche gelangte, glutflüssige Gesteine (Temperatur meist deutlich über 900° C) nennt man Vulkanite (Ergußgesteine). Beispiele sind Basalt, Diabas, Melaphyr, Quarzporphyr. Alle oben

genannten Gesteine unterscheiden sich durch ihre mineralogische Zusammensetzung und Körnigkeit sowie meist auch durch ihre Farbe und z. T. auch durch das Entstehungsalter. Als Metadiabase werden schwach metamorphe Diabase bezeichnet.

Ein vulkanischer Tuff besteht aus verfestigten vulkanischen Auswurfprodukten verschiedener Korngrößen, wie z. B. kleinen Lavabröckchen, Aschen oder Vulkanstaub. Solche z. T. gut geschichteten Tufflagen sind in der geologischen Vergangenheit oft weitflächig verbreitet worden und bilden daher in einer Gesteinsfolge sehr brauchbare lithostratigraphische Leithorizonte („Marker“). Als Bentonit bezeichnet man chemisch umgewandelte vulkanische Aschen, die durch Neubildung von Aluminiumsilikaten zu einem tonigen Gestein wurden. Bentonit ist ein wichtiger Bestandteil der meisten Bohrspülungen (siehe Kapitel II.3.1.3.).

III.1.2.3. Umwandlungsgesteine (Metamorphite)

Sowohl Sedimentite wie Magmatite können durch hohe Drücke und hohe Temperaturen im Erdinneren so verändert werden, daß metamorphe Gesteine entstehen, wobei auch Umschmelzungen eintreten können. Metamorphite zeigen z. B.

oft eine Schieferung, die mit der früheren Schichtung von Sedimentiten nichts zu tun haben. Die ursprünglichen Sedimentstrukturen werden zumeist völlig verändert. Auch Magmatite werden durch die Metamorphose in neue, anders strukturierte Gesteine umgewandelt. Beispiele für Metamorphite sind Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Graphit (letztere ein Umwandlungsprodukt aus kohligem oder bituminösen Sedimentgesteinen). Metamorphite bilden neben Magmatiten zumeist den älteren kristallinen Untergrund jüngerer Sedimentationsräume. Von der Verwitterungsschicht abgesehen finden sich weder in Umwandlungs- noch in Erstarrungsgesteinen KW-Lagerstätten.

III.1.2.4. Exotika

Als Exotika bezeichnet man Gesteinskörper und Gesteinsblöcke, die in Bezug auf die sie umgebenden Gesteine fremdartig sind. Solche exotischen Gesteine können z. B. durch tektonische Kräfte als Schubfetzen oder Klippen, weiters als Teile einer Gleitmasse (Olisthostrom) sowie durch Fluß- oder Gletschertransport über meist beträchtliche Strecken an ihren gegenwärtigen Platz gelangt sein. Exotische Komponenten können wichtige Hinweise auf regionalgeologische Vorgänge geben und daher von Nutzen für paläogeographische Rekonstruktionen sein.

III.1.3. Fossilinhalt der Sedimentgesteine

III.1.3.1. Allgemeine Bemerkungen

Erhaltungsfähige Reste früherer Lebewesen, also Fossilien, spielen sowohl bei der relativen Alterszuordnung (siehe Kapitel III.1.1.), auch als Biostratigraphie bezeichnet, wie bei der Rekonstruktion der faziellen Verhältnisse (Biofazies) eine bedeutende Rolle. Sowohl bei Kartierungsarbeiten im Gelände wie bei der Auswertung von Bohrproben (Spülproben, Bohrkerne, Seitenwandkerne) sind Fossilien im sedimentären Bereich eine unentbehrliche Hilfe.

In den Kapiteln VI.1.2. bis VI.1.4. sind die grundlegenden Angaben über den paläontologischen Bereich zu finden.

Zur Ergänzung seien nun einige weitere allgemeine Begriffe angeführt: Als pelagisch bezeichnet man die Organismenwelt der Gegenwart und der geologischen Vergangenheit, die im Hochseebereich bzw. im freien Bereich von Süßwasserseen leben. Dabei unterscheidet man die aktiv schwimmenden Organismen = Nekton und die passiv treibenden Lebewesen = Plankton. Letztere setzen sich

aus Klein- und Kleinstformen zusammen, z. B. Foraminiferen, das sind mit Schalen versehene Einzeller, weiters Coccolithen, das sind Nannofossilien, dazu noch verschiedene Algen- und Bakterienarten.

In Sedimenten sind Fossilien manchmal gehäuft anzutreffen. Durch den Sedimentationsvorgang sind diese Fossilien (z. B. Muscheln, Schnecken) oft zerbrochen, man spricht von Fossilschutt oder Fossildetritus. Sedimente, die solchen Fossilschutt enthalten, bezeichnet man als bioklastisch oder biodetritisch. Ehemalige Ablagerungen des Meeresbodens können einige Dezimeter tief von Organismen, wie z. B. Muscheln, Schnecken oder Würmern, durchwühlt worden sein, was man als Bioturbation bezeichnet. Querschnitte von Schalenfragmenten in einem Dünnschliff oder an einer ebenen Gesteinsoberfläche werden Filamente genannt.

Es folgt in den Kapiteln III.1.3.2. und III.1.3.3. eine Aufzählung und Zuordnung jener ausgewählten Fossilien und Fossilgruppen, die in den Kapiteln III.2. bis III.8. zitiert werden und eine biostratigraphische oder fazielle Bedeutung haben. Das geologische Alter der dort genannten Formen ist aus dem Zusammenhang mit den Schichten, in denen sie vorkommen, leicht abzuleiten. Es werden hier lediglich Fossilien aus dem Tierreich behandelt. Um dem Leser die Zuordnung der zitierten Formen zu erleichtern, werden Kurzanfragen über die systematische Stellung und einige wichtige Eigenschaften gemacht.

III.1.3.2. Einzellige Tiere (Protozoa)

Stamm der Wurzelfüßer (Rhizopoda): Foraminiferen (Kammerlinge, Lochträger): fast nur marine Formen; die Gehäuse bestehen meist aus Kalk oder z. B. aus verkitteten Sandkörnchen (Sandschaler), seltener aus Kieselsäure; einige Beispiele: Bolivinen, Buliminen, Globigerinen, Globotruncanen, Nummuliten, Orbitoiden, Orbitolinen, Rotalien, Uvigerinen

Strahlentierchen (Actinopoda): dazu gehören die Radiolarien, das sind marin-planktonische Einzeller, zumeist mit Kieselskelett

Stamm der Wimpertierchen (Ciliata, Infusorien): dazu gehört die Gruppe der Tintinniden mit den Calpionellen, das sind marine Einzeller mit glockenförmiger Gestalt

III.1.3.3. Mehrzellige oder vielzellige Tiere (Metazoa)

Stamm der Schwämme (Porifera, Spongia): in den Sedimenten kommen sowohl kieselige wie kalkige Skelett-Teile vor, die als Schwamm-Rhaxen, Schwamm- oder Spongiennadeln (Spiculae) bezeichnet werden. Ein vorwiegend aus Spiculae bestehendes Gestein heißt Spiculit

Stamm der Nesseltiere (Cnidaria): dazu gehören die vielen Formen der Korallen, die auch gesteinsbildend auftreten können (Korallenriffe, Korallenbänke)

Stamm der Weichtiere (Mollusca): dazu gehören folgende Gruppen: Muscheln (Bivalva, Lamellibranchia, Pelecypoda), z. B. mit Congerien, Megalodonten, Ostreen (Austern), Pecten (Pilgermuscheln); Schnecken (Gastropoda), wie die Pteropoden (freischwimmende Flügelschnecken); Kopffüßer (Cephalopoda), wie Ammoniten, Belemniten, Nautilusarten, alles marine Formen

Stamm der Gliederfüßer (Arthropoda): dazu gehören die paläozoischen Trilobiten, die Spinnen (Arachnida), die Krebstiere (Crustacea) mit den Ostrakoden (Muschelkrebse), die höheren Krebse (Malacostraca), die Dekapoden, die Krabben und die Krebstiere (Insecta)

Stamm der Moostierchen (Bryozoa): diese sessilen (seßhaften), oft Kolonien bildenden Organismen sind wichtige Faziesfossilien, da sie zumeist im Schelfbereich vorkommen. Bestimmte Arten bilden Krusten oder Knollen auf

Schichtflächen oder im Sediment selbst
 Stamm der Armfüßer (Brachiopoda): es sind marine Organismen mit zweiklappigem Gehäuse. Zum Unterschied von den Muscheln besitzen sie zwei Arme mit Tentakeln (Fühlern) zum Herbeistrudeln der Nahrung und einen muskulösen Stiel, mit dem sie sich am Meeresboden festhalten

Stamm der Stachelhäuter (Echinodermata): zu dieser marinen Gruppe gehören z. B. die Seesterne (Asteroidea), die Seeigel (Echinoidea) und die Seelilien (Crinoidea). Zu letzteren ist die Gattung *Saccocoma* zu zählen, die im Gegensatz zu den meist sessilen Seelilien freischwimmend ist („Schwebcrinoiden“)

III.1.4. Tektonik und tektonische Einheiten

III.1.4.1. Tektonische Grundbegriffe

Die Tektonik umfaßt die Lehre vom Bau der Erde (speziell der Erdkruste) sowie von den Kräften, die größere und kleinere Erdkrustenteile in horizontaler sowie vertikaler Richtung bewegt und beansprucht haben, einschließlich sonstiger Bewegungsrichtungen. Die Bewegungen von Erdkrustenplatten (siehe „Plattentektonik“ im Kapitel II.1.9.2.), die damit zusammenhängenden Gebirgsbildungen und die Bildung von Depressionszonen (Absenkungszonen) sowie von Hochzonen (Hebungszonen) sind tektonische Vorgänge. Ebenso gehören Brüche, Blattverschiebungen und Verfaltungen dazu (siehe die Kapitel III.1.4.2. bis III.1.4.4.).

Als autochthon werden alle jene Gesteine oder auch größere Gesteinsfolgen bezeichnet, die sich (innerhalb einer Platte) noch am Ort ihrer Entstehung befinden. Dies gilt auch für den Fossilinhalt von Sedimentgesteinen. Parautochthon sind Gesteinsfolgen, die nur geringfügig wegbewegt wurden und noch mit ihrem ursprünglichen Lagerungsort (Wurzelgebiet) in Verbindung stehen. Allochthon nennt man dann jene Gesteinskomplexe, wie z. B. Decken oder Schuppen (siehe unten), die weit transportiert wurden und keine Verbindung mehr mit ihrem Wurzelgebiet haben. Übrigens werden auch Fossilien, die nach ihrem Tod weit von ihrem ehemaligen Lebensraum in ein Sediment eingebettet werden, als allochthon bezeichnet.

Kompetente Gesteine sind solche, die durch ihre Festigkeit imstande sind, gerichteten tektonischen Druck ohne Formveränderung weiterzuleiten, wie z. B. harte Karbonate oder Sandsteine. Als inkompetente Gesteine werden dagegen solche bezeichnet, die sich unter Druck plastisch verformen, wie z. B. Salzgesteine, Tone, Mergel.

Unter dem Ausdruck „sigmoidal“ versteht man das knieförmige Umbiegen von tektonischen Einheiten und Faltenzügen in der Streichrichtung, aber auch solche Verbiegungen einzelner Schichtkomplexe oder Schichten, die in der Einfallrichtung der Schichtflächen liegen.

Ein Tektonit ist ein Gestein, das eine an den Komponenten erkennbare tektonische Beanspruchung erfahren hat.

Als tektonische Einheit bezeichnet man eine Gruppe von zum Teil ganz verschiedenartigen Gesteinen oder Gesteinsfolgen, die ab einem bestimmten Zeitpunkt eine gemeinsame tektonische Geschichte mitgemacht haben. Solche Einheiten können durch später wirksame tektonische Kräfte zu voneinander klar abtrennbaren „Stockwerken“ übereinander gestapelt werden (siehe auch Kapitel III.3.1.).

Im Text kommen auch die Begriffe „alpin“ und „tätid“ vor. Unter alpin oder alpinotyp versteht man solche tektonische Formen und Bewegungsabläufe, die mit starker seitlicher Einengung verbunden sind, sodaß es zu Schuppen- und Deckenbildung, eben wie in den Alpen, kommt (siehe Kapitel III.1.4.3.). Als

tatriden Typus werden jene tektonischen Vorgänge und Zustände bezeichnet, wie sie in der polnisch-slovakischen Tatra (ein Teil der Karpaten) auftreten. Dieser Typus ist aber in bezug auf die Einengungsintensität deutlich schwächer, als dies in den Alpen der Fall ist. Dazu kommt außerdem, daß die zeitliche Zuordnung der tektonischen Bewegungsabläufe (z. B. der Überschiebungszeitpunkt auf das Vorland) vom alpinen zum karpatischen Raum, d. h. von West nach Ost, immer jünger werden.

Das variszische Gebirgssystem ist in Mitteleuropa als Folge mehrerer Gebirgsbildungsphasen etwa zwischen Devon und Perm entstanden.

III.1.4.2. Bruchtektonik

Zu den Bewegungsvorgängen mit vorherrschend vertikalen Tendenzen zählen Brüche (Verwerfungen, Sprünge), wie sie z. B. im Wiener Becken oft festgestellt wurden.

Ein Bruch liegt dann vor, wenn die Erdkruste entlang gerader oder schwach gekrümmter Störungsflächen zerreißt. So ein Bruch besteht aus der Hochscholle und der abgesenkten Tiefscholle. Beide Schollen werden durch die Bruchfläche getrennt. Die Neigung dieser Bruchfläche kann in bezug auf eine gedachte Horizontale zwischen 30° und 90° schwanken. Dazu kommt, daß die Bruchfläche gegen die Tiefe zu flacher oder steiler werden kann.

Um das Ausmaß der relativen Absenkung erkennen zu können, zieht man die Tiefenlage von stratigraphisch vergleichbaren Schichtflächen auf der Hoch- und Tiefscholle heran. Der vertikale Abstand dieser Schichtflächen ist die Sprunghöhe. Der bis jetzt beschriebene Bruchtyp entspricht einem Abschiebungsbruch. Ein Aufschiebungsbruch liegt dann vor, wenn eine Scholle entlang der Bruchfläche über die andere Scholle hochgeschoben wurde.

Liegt eine ganze Serie von annähernd parallel streichenden und etwa gleichzeitig gebildeten Verwürfen vor, spricht man von einem Bruchsystem. Dabei kön-

nen einzelne Bruchflächen um etwa 180° verschiedene Einfallrichtungen aufweisen, es haben sich sogenannte Y-Brüche gebildet.

Eine bruchbegrenzte Einsenkung wird Graben genannt. Die beiden randlichen Bruchflächen sind zumeist einander zugelegt, das heißt bei einem N-S verlaufenden Graben ist die Westrandbruchfläche gegen Osten, die Ostrandbruchfläche gegen Westen geneigt. Eine bruchbegrenzte Hochzone nennt man Horst. Hier fallen die begrenzenden Bruchflächen entgegengesetzt ein.

Ein Bruchsystem besteht aus einzelnen Bruchschollen, die erdölgeologisch je nach Absenkungsbetrag und Abdichtungsverhältnissen eine lagerstättenkundlich und produktionsgeologisch bedeutsame Rolle spielen.

Ein Verwurf wird als synsedimentär bezeichnet, wenn während des Absenkens der Tiefscholle gleichzeitig dort Sedimentation stattfindet, sodaß die zeitlich einander entsprechenden Schichten dieser Tiefscholle deutlich mächtiger sind als die der Hochscholle.

Ein Verwurf wird als postsedimentär bezeichnet, wenn die Absenkungsbewegung erst nach Ablagerung einer Schichtfolge eintritt, sodaß die Mächtigkeiten stratigraphisch gleich alter Schichten beiderseits der Bruchfläche gleich sind.

Von Bedeutung für die Beurteilung von Brüchen ist das Verhältnis des Einfallens der Bruchfläche zum Einfallen der Schichtflächen der Hoch- und Tiefschollen. Man spricht von einem synthetischen Bruch, wenn die Richtung (nicht das Ausmaß!) des Einfallens der Schichtflächen und der Bruchfläche gleichsinnig ist, z. B. nach Süden.

Man spricht von einem antithetischen Bruch, wenn die Richtung des Einfallens der Schichtflächen und die Richtung des Einfallens der Bruchfläche entgegengesetzt sind, z. B. die Schichtflächen nach Süden, die Bruchfläche nach Norden.

Ein synthetischer Bruch ist als KW-Falle nicht oder nur schlecht geeignet, da die Möglichkeit des Migrierens der KW bis

zur Erdoberfläche bestehen kann. Ein antithetischer Bruch dagegen ist als KW-Falle viel eher geeignet, da migrierende KW an der Bruchfläche gestaut werden können. In der oberösterreichischen Molassezone gibt es eine Reihe von KW-Lagerstätten, die an antithetische Brüche gebunden sind (siehe Kapitel IV.4.).

Brüche sind also wichtige Strukturelemente in Beckenbereichen, da sie je nach Vorliegen verschiedener geologischer Kriterien als KW-Fallen (antithetische Brüche), als Abdichtung (dichte Bruchflächen) oder als Migrationswege (synthetische Brüche) dienen können.

III.1.4.3. Falten- und Deckentektonik

III.1.4.3.1. Bewegungsphasen

Die geologische Geschichte der Erde zeigt, daß Phasen sehr geringer tektonischer Aktivität mit Phasen sehr hoher Aktivität wechseln. War man zunächst der Ansicht, daß diese Phasenfolge weltweit gleichzeitig vor sich ging, so weiß man heute, daß gewisse Bewegungsabläufe, z. B. bei der Gebirgsbildung, über längere Entfernungen hin mit Verzögerungen ablaufen können (siehe auch Kapitel III.1.4.4.).

Die Zeitspannen erhöhter tektonischer Aktivitäten müssen also immer auf das Gebiet bezogen werden, das gerade gemeint ist. Häufig verursacht so eine tektonische Phase auch Diskordanzerscheinungen. Die überlagernde Schicht ist erst nach der Bewegungsphase abgelagert worden. Als Beispiel sei die spätsteirische Phase genannt, die vor etwa 18,5 Millionen Jahren, d. h. an der Wende Eggenburgien zu Ottnangien stattfand.

Die tektonischen Phasen stehen mit den Bewegungen der Erdkrustenplatten in Zusammenhang (siehe die Kapitel II.1.9.2. und III.1.4.3.4.). Gebirgsbildungen sind sowohl durch Subduktionsvorgänge beim Untertauchen einer ozeanischen unter eine kontinentale Platte (Alpen – Karpaten), wie auch durch die Kollision zweier kontinentaler Platten (Himalaya) erklärbar. Das Erkennen und die altersmäßige Zuordnung solcher tekto-

nischer Phasen stellen bedeutende Hilfen bei der Rekonstruktion des Gebirgsbaues dar und haben daher auch eine wichtige erdölgeologische Relevanz.

III.1.4.3.2. Faltenbau

Wirken tektonische Kräfte tangential, also etwa parallel der Erdoberfläche, kommt es vor allem bei inkompetenten Gesteinsfolgen zur Verfaltung, also zu einem Einengungsvorgang.

Allgemein unterscheidet man Antiklinalen (Aufwölbungen) und Synklinalen (Einmuldungen). Je nach tektonischer Intensität können Antiklinalen aufrecht sein, d. h. die Faltschenkel fallen etwa mit gleichen Neigungswinkeln, aber in entgegengesetzter Richtung ein, oder sie können z. B. überkippt sein, wenn die tektonische Intensität stärker ist. Im Extremfall können die Faltschenkel übereinander liegen, es liegt dann eine liegende Falte vor.

Eine Aufwölbung mit kreisförmigem oder elliptischem Grundriß wird als Dom (Kuppel, Brachyantiklinale) bezeichnet (Beispiel: Steinbergdom bei Zistersdorf in Niederösterreich), wenn diese Struktur auf Einengung zurückzuführen ist.

Faltenbündel können so geformt sein, daß sie die Gestalt einer großen in sich gefalteten Antiklinale annehmen, man spricht von einem Antiklinorium. Sinngemäß gilt das für eine in sich gefaltete Mulde, die dann Synklinorium genannt wird.

Das Innere einer einzelnen Antiklinale wird als Antiklinalkern bezeichnet. Hier befinden sich auch die ältesten gefalteten Schichtglieder. In einem Synklinalkern dagegen liegen die jüngsten Schichtglieder.

Jene Linie, entlang der die Umbiegung der Schichten bei einer Antiklinale erfolgt, heißt Antiklinalachse (Scheitelachse), bei einer Synklinale dann Synklinalachse (Muldenachse). Diese Achsen verlaufen keineswegs immer horizontal, sie können ab- oder auftauchen. Den höchsten Punkt einer Antiklinalstruktur nennt man Scheitelpunkt.

Der Faltenbau ist erdölgeologisch sehr bedeutsam, weil Antiklinalen bei Vorliegen von Speichergesteinen und darüber-

liegenden abdichtenden Lagen als ideale KW-Fallen dienen können (Abb. 14).

III.1.4.3.3. Deckenbau

Bei wesentlicher Verstärkung der tangentialen tektonischen Kräfte kommt es zur Deckenbildung. Eine tektonische Decke ist eine meist großräumige Gesteinsfolge, die durch eine weite, oft viele Kilometer betragende Überschiebung auf eine fremde Unterlage gelangt ist. Dieser allochthone Körper kann aus älteren Gesteinen bestehen (z. B. Jura und Trias), die durch die Überschiebung gegenwärtig jüngeren Gesteinen (z. B. Oberkreide) auflagern. Im ostalpinen Raum sind die Nördlichen Kalkalpen solch ein typisches Deckengebirgsland (siehe auch die Kapitel III.3. und III.6.). Wie die Abb. 133 und 140 zeigen, ist die Überschiebungsfläche der kalkalpinen Decken in der Bewegungsrichtung schwach ansteigend und versteilt erst unmittelbar an der Deckenstirn.

Eine Decke kann z. B. aus einem Aufschiebungsbruch, aus einer liegenden Falte oder durch Abscherung vom Untergrund entstehen. Werden durch regionale Hebungsvorgänge Hochzonen gebildet, kann so ein Deckenkörper auch gravitativ, d. h. durch die Schwerkraft, weitertransportiert werden, man spricht dann von einer Gleitdecke.

Der Mechanismus einer Deckenbewegung ist hauptsächlich abhängig von der Größenordnung der tangentialen tektonischen Kräfte, von der Gesteinszusammensetzung der Decke aus kompetenten und inkompetenten Schichten sowie vom Vorhandensein von Gleithorizonten mit dem dazugehörenden Porenwasser, das eine wesentliche Herabsetzung des Reibungswiderstandes bewirkt und so die Fernüberschiebungen überhaupt erst ermöglicht.

Im Zuge der Deckenbildung kommt es durch innere Widerstände im Deckenkörper häufig zu internen Verfaltungen und Zerschörungen, die eine zusätzliche Komplikation des Deckenbaues bewirken.

Hält der Deckenschub noch länger an, so werden mehrere Decken aufeinander

geschoben; man spricht von einem Deckenstapel oder einem Deckenpaket.

Das Herkunftsgebiet einer Decke wird als Wurzelzone, die Vorderfront als Deckenstirn bezeichnet. Tritt nach der Verfrachtung einer Deckenmasse eine stärkere Abtragungsphase durch Denudation und Erosion ein, kann es zur Bildung von isolierten Deckschollen kommen, die dann als Erosionsreste (meist als Härtlinge) auf fremder Unterlage überbleiben.

Im Zuge des Deckentransportes kann es durch hochgeschürfte, kompakte Gesteinskörper verschiedener Dimensionen zur Bildung von wurzellosen tektonischen Klippen oder Schürflingen kommen, wie z. B. den Staatzer und Falkensteiner Klippen in der Waschbergzone Niederösterreichs.

Eine weitere Folge von tiefgreifenden Erosionsvorgängen kann die Entstehung von tektonischen Fenstern sein, wie sie in den Nördlichen Kalkalpen gar nicht so selten sind. Als Beispiele sollen das Windischgarstener Fenster, das Wolfgangsee-Fenster und das Fenster von Urmannsau genannt werden. Es werden dabei Teile der höheren Decke eines Deckenstapels an Schwächezonen abgetragen, sodaß die darunterliegende Decke nun fensterartig zum Vorschein kommt.

Im Zuge deckentektonischer Bewegungen kann es durch unterschiedliche Verteilung der tangentialen Kräfte sowie durch unterschiedliche Widerstände im Untergrund, z. B. durch ein vorgegebenes Untergrundsrelief, zu einer Blattverschiebung (Transversalbruch) kommen. Entlang einer mehr oder weniger vertikalen Störungsfläche wird dabei ein Deckenstapel zerrissen, sodaß ein Teil stärker vorgeschoben wird als der andere. Solche Blattverschiebungen sind u. a. am Nordrand der Alpen im Überschiebungsbereich der Flyschzone auf die Molassezone häufig zu beobachten. Ein gutes Beispiel ist dafür der Donaubruch, der in der Wiener Pforte zwischen Kahlenbergerdorf in Wien und etwa Stockerau verläuft. Man kann eine Horizontalverschiebung von etwa 3 km beobachten, d. h. der Bi-

sambergzug ist um diesen Betrag gegen den Kahlenberg-Leopoldsbergzug nach NW verschoben. Dazu kommt hier noch eine vertikale Komponente, da der Bisambergzug um etwa 100 m abgesenkt ist.

Ein deckentektonischer Vorgang ist natürlich die Alpenüberschiebung, worunter man hier die Überschiebung der autochthonen oder parautochthonen Molassezone durch die Flyschzone (Flyschdecke) und die im Südteil darüberliegenden Nördlichen Kalkalpen zu verstehen hat.

Nicht immer kommt es zu ferntransportierten Decken. Ist die Überschiebungswerte nicht sehr groß, etwa im Bereich von einigen 100 Metern bis wenigen Kilometern, so spricht man von tektonischen Schuppen. So einen Schuppenbau weist nach Meinung des Autors z. B. der nördliche Teil der Flyschdecke bei Wien auf. Aber auch innerhalb der Kalkalpendecken kann es bei weiterer Einengung zusätzlich zu einem internen Schuppenbau kommen.

Die Erforschung des Deckenbaues eines Prospektionsgebietes ist für die erdölgeologische Beurteilung unbedingt nötig, da sowohl in einem Deckenstapel selbst (Beispiel Bohrung Molln 1) oder im darunter liegenden autochthonen und parautochthonen Bereich (Beispiele Bohrung Grünau 1, Gaskondensatfeld Höflein) KW-Lagerstätten auftreten können.

Wie schon mehrfach an anderen Stellen erwähnt, ist die auslösende Ursache für die oft gewaltigen Einengungsvorgänge und damit zur Gebirgsbildung in Bewegungen von Erdkrustenplatten zu sehen.

III.1.4.4. Plattentektonische Ergänzungen

Unter Rifting versteht man die Bildung des Zentralgrabens (Rift) in einem mittelozeanischen Rücken durch das Auseinanderdriften von zwei Erdkrustenplatten. Hier ist außerdem ein meist basaltischer Vulkanismus zu verzeichnen. Dieses Auseinanderdriften nennt man Ozeanbodenzergleitung (sea floor spreading).

Als aktiver Plattenrand wird jener Bereich bezeichnet, in dem Sub-

duktion (Abtauchen einer Platte unter eine andere) herrscht und wo sich die Tiefseeegräben befinden, wie rund um den Großteil des Pazifiks. Es ist aber auch der Kollisionsbereich zweier kontinentaler Platten, wie z. B. im Himalajagebiet, ein Aktivrand.

Als passiven Plattenrand bezeichnet man jenen Bereich, wo den Kontinentalplatten breite und meist sehr flache Schelfgebiete vorgelagert sind, wie rund um den Großteil des Atlantiks. Es finden dort außer Bruchstörungen keine wesentlichen tektonischen Bewegungen statt. Die eigentlichen Plattengrenzen sind erst beiderseits des mittelatlantischen Rückens zu finden.

Die oben genannten sowie die im Kapitel II.1.9.2. beschriebenen Vorgänge haben sich auch in der geologischen Vergangenheit abgespielt. Ihre Rekonstruktion gibt Anhaltspunkte für die paläogeographischen Verhältnisse während bestimmter geologischer Zeitabschnitte. Diese Daten können Hinweise auf erdölgeologisch bedeutsame Ereignisse geben, da z. B. in den Schelfzonen eines passiven Plattenrandes mit reicher Akkumulation von Biomasse gerechnet werden kann.

III.1.4.5. Tektonische Einheiten

Die Definition des Begriffes „Tektonische Einheit“ ist im Kapitel III.1.4.1. zu finden. Es wird gelegentlich auch der Begriff geologische Einheit als Synonym verwendet. In der Übersicht zum Hauptabschnitt III. sind diese Einheiten beschrieben. In den Abschnitten III. 2. bis III. 8. sind noch einige Begriffe erwähnt, die einer zusätzlichen Erklärung bedürfen.

III.1.4.5.1. Das Wiener Becken

Üblicherweise wird das Wiener Becken in einen nördlichen und einen südlichen Teil mit der Donau als Grenze gegliedert. Man kann aber vom Nördlichen Wiener Becken ein Zentrales Wiener Becken abtrennen, das etwa dem Marchfeld entspricht.

Die eigentliche, mittelmiozäne bis quartäre Beckenfüllung des Wiener Beckens beginnt stratigraphisch erst im Verlaufe

des Badeniens. Durch die zu dieser Zeit einsetzende Bruchtektonik, die z. T. bis in die Gegenwart andauert, kommt es nach und nach zur heutigen Form des Wiener Beckens mit der Hauptachse von SSW nach NNE. Vor dem Badenien, das heißt im Eggenburgien und Ottnangien verlief die Hauptstreckung dieser untermiozänen Schichten etwa von Westen nach Osten. Im Karpatien setzten jedoch schon die ersten Anzeichen einer Umgestaltung dieses Raumes ein.

Das Mattersburger Becken als Teilbecken des Wiener Beckens wird gelegentlich auch Eisenstädter Becken genannt. Es ist über die Wiener Neustädter Pforte, die zwischen Rosaliengebirge und Leithagebirge liegt, mit dem Wiener Becken verbunden.

III.1.4.5.2. Der Untergrund des Wiener Beckens

Die durchstreichenden alpinen Einheiten der Flyschzone, der Nördlichen Kalkalpen, der Grauwackenzone und des Zentralalpinen Kristallins mit seiner mesozoischen Auflage (Semmeringmesozoikum) bilden als 2. Stockwerk den prämiozänen (= vormiozänen) Untergrund des Wiener Beckens. Die oben genannten untermiozänen Schichten liegen als Erosionsreste in Muldenbereichen. Von Bedeutung ist, daß das Relief dieses prämiozänen Untergrundes etwa dem morphologischen Bild (Oberflächenbild) der Alpen zur Zeit des oberen Oberoligozäns entspricht und durch die auflagernden jüngeren Schichten des Miozäns gleichsam konserviert wurden (Beilage 3).

Ein sehr markantes morphologisches Element ist der Spannberger Flyschrücken im Untergrund, der, wie im Hauptkapitel III.2.1. beschrieben, im Miozän eine Barriere für einen nördlichen marinen und einen südlichen terrestrisch-limnischen Faziesbereich darstellt.

Die erdölgeologische Bedeutung der Flyschzone im Beckenuntergrund geht schon daraus hervor, daß in dieser Einheit das erste Rohöl im Wiener Becken erbohrt wurde (Bohrung Windisch-Baumgarten 1 a, 1930). Inzwischen hat sich gezeigt,

daß auch im eozänen Flyschuntergrund des Feldes St. Ulrich-Hauskirchen Öl vorhanden ist. Aus dieser Lagerstätte wurden von 1941 bis 1990 rund 5 Millionen Tonnen Öl gefördert. Ein weiteres Beispiel ist die Flyschlagerstätte von Hochleiten bei Pyrawarth, aus der seit 1977 Rohöl aus Oberkreidegesteinen gewonnen wird.

Die Flyschlagerstätten liefern Öl sowohl aus Klüften wie aus dem Porenraum von Sandsteinen und sind im Beckenuntergrund zumeist an den oberflächennahen Bereich dieser Zone gebunden (Relieflagerstätten; siehe Kapitel III.1.8.).

Noch größere Bedeutung hat der kalkalpine Untergrund des Wiener Beckens erlangt. Heute wird etwa ein Drittel der Gesamtförderung des Wiener Beckens daraus gewonnen. Es ist vor allem der obertriadische Hauptdolomit, der sich durch seine Klüftigkeit als hervorragender Speicher erwiesen hat. So wurde schon 1959 die erste Gaslagerstätte im Hauptdolomit des Beckenuntergrundes von Aderklaa bei Deutsch-Wagram gefunden; weitere und größere Lagerstätten folgten, wie z. B.: Schönkirchen Tief 1962, Öl und Gas sowohl im Hauptdolomit wie im hangenden neogenen Dolomitschutt; Prottes Tief 1966, Öl im Hauptdolomit. Dies waren Relieflagerstätten. Eine große Internlagerstätte (siehe Kapitel III.1.8.) innerhalb des Kalkalpenkörpers wurde 1977 in Schönkirchen und Gänserndorf Übertief, ebenfalls im Hauptdolomit, erbohrt.

III.1.4.5.3. Flyschzone und Helvetikum

Als Wienerwaldflysch wird der nördliche Teil des Wienerwaldes vom Donaudurchbruch bei Wien (Wiener Pforte) bis zum Traisental (S St. Pölten) bezeichnet.

Der Ausdruck „Helvetische Äquivalente“ betrifft jene Änderungen in der faziellen Ausbildung des Helvetikums, die sich etwa von Oberösterreich gegen Osten einstellen. Es treten nun Gesteine auf, die Buntmergelserie genannt werden. Diese Serie findet sich als tektonisches Fenster im Wienerwaldflysch (Hauptklippenzone nach S. PREY, bzw.

Schottenhofzone nach F. BRIX). Sie setzt sich mit großer Wahrscheinlichkeit in tektonischem Kontakt mit der Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens fort und zwar in Form mergeliger, z. T. bunter Gesteine meist eozänen Alters.

Unter dem Kanisfluh-Aufbruch im Vorarlberger Helvetikum ist ein Antiklinorium zu verstehen, das aus Jurasedimenten aufgebaut ist.

III.1.4.5.4. Nördliche Kalkalpen

Die verschiedenen Decken und sonstigen tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen streichen nicht einheitlich vom Rheintal im Westen bis zum Westrand des Wiener Beckens im Osten durch. Im Zuge der Detailkartierungen aus verschiedenen Untersuchungszeiträumen haben diese Decken spezielle, mehr lokal geltende Bezeichnungen erhalten, die z. T. auch ihre Hauptverbreitung kennzeichnen.

Grundsätzlich kann man aber 3 Gruppen unterscheiden (nach A. TOLLMANN 1985). Die tiefste und nördlichste Deckengruppe wird als Bajuvarikum (nach Bayern benannt) bezeichnet; zu ihr gehören die Allgäu- und Lechtaldecke sowie die Frankenfelder und Lunzer Decke.

Die südlich anschließende Deckengruppe wird Tirolikum (nach Tirol) genannt; dazu gehören die Inntaldecke, die Staufenhöllengebirgsdecke, die Tennengebirgsscholle, die Totengebirgs- und Warscheneckdecke sowie die in mehrere Untereinheiten gegliederte Ötscherdecke.

Es folgt gegen Süden die Deckengruppe des Juvavikums (nach Salzburg) mit der Hallstätter Zone, der Berchtesgadener Decke, der Dachstein- und Schneebergdecke sowie der Mürzalpendecke. Das Juvavikum wird im geologischen Sinn auch als Kalkhochalpen bezeichnet.

Zu erwähnen wäre noch, daß die Kalkalpen auch eine Bruchtektonik verschiedener Entstehung zeigen. So pausen sich einerseits Bruchstrukturen der überschobenen Böhmisches Masse bis an die Oberfläche des Kalkalpenkör-

pers durch, andererseits sind Störungslinien und Störungssysteme zu beobachten, die ihre Ursache im alpinen Deckenbau selbst haben. Es handelt sich dabei sowohl um Blattverschiebungen wie auch um vertikale Bewegungen. Zum Erkennen dieser Störungen hat die Auswertung von Satellitenbildern wesentlich beigetragen.

III.1.4.5.5. Autochthones Mesozoikum, Molasse, Waschbergzone

Im Profil der Bohrung Sulzberg 1 wird der Begriff Schichtlücke verwendet. Unter letzterer versteht man das Fehlen von Ablagerungen einer gewissen Zeitspanne, sodaß, wie hier, die Gesteine der mittleren Trias (Muschelkalk) auf kristallinen Gesteinen (Gneisen) auflagern, die Untertriasgesteine also fehlen. Dies kann z. B. so entstanden sein, daß durch Hebungsvorgänge oder durch Meeresrückzug (Regression) oder durch beides das Gebiet landfest wurde und daher zu dieser Zeit hier überhaupt keine Sedimentation stattfand. Es kann diese Schichtlücke auch durch kräftige Abtragungsvorgänge (Denudation, Erosion) entstanden sein. Eine Diskordanzfläche weist immer auf die Schichtlücke hin.

So eine Schichtlücke besteht auch zwischen den jüngsten Schichten des Autochthonen Mesozoikums (Maastricht = oberste Oberkreide) und der darüber liegenden Basis der Molassezone (Ober-eozän) im nördlichen Salzburgerland und in Oberösterreich. Paleozän, Unter- und Mitteleozän fehlen dort. Im Osten dagegen sind diese alttertiären Schichten sehr wohl abgelagert worden, wie die entsprechenden Schichtglieder der hochgeschobenen Waschbergzone zeigen (Bruderndorfer und Zayaschichten, Haidhofsichten; siehe Kapitel III.5.).

III.1.4.5.6. Das Pannonische Becken

Der Ostalpenraum wird im Osten vom Pannonischen Becken begrenzt. Letzteres unterscheidet sich vom Wiener bzw. Mattersburger und Steirischen Becken durch die erst im Pannonien und Pon-

tien einsetzende Absenkung, was zu einer wesentlich größeren Mächtigkeit der betreffenden Schichten führte. An die Ostalpen schließen daher als westliche Randbecken des Pannonischen Beckens die Parndorfer Platte und der Seewinkel, weiters die Landseer Bucht (Oberpullendorfer Becken) und östlich der Südburgenländischen Schwelle das Westpannonische Becken an.

Eine CF-Bohrung ist eine Counterflushbohrung, bei der der Spülungskreislauf, anders als bei einer normalen Rotarybohrung, verkehrt herum verläuft. Die Spülung wird zwischen Bohrgestänge und Gebirge hineingepumpt und steigt dann im Bohrgestänge unter Mitnahme des erbohrten Gesteinsmaterials nach oben, wo letzteres vom Geologen untersucht und beschrieben werden kann. Die Bohrteufe war meist geringer als 400 m.

Eine Lateralbewegung ist eine seitliche Bewegung. Dies trifft z. B. für eine Blattverschiebung (siehe dort) zu.

III.1.4.5.7. Das Steirische Becken

Das Steirische Becken kann man ebenso wie das Mattersburger Becken noch zum Ostalpenraum rechnen. Gegen das Pannonische Becken wird das Steirische Becken durch die schon oben genannte Südburgenländische Schwelle begrenzt, wobei letztere aus altpaläozoischen Gesteinen aufgebaut ist.

Die Vulkanite des Steirischen Beckens sowie des mittleren und südlichen Burgenlandes sind in zwei getrennten Zeiträumen zutage gebracht worden. Im Unter- und Mittelmiozän (Karpatien bis unteres Badenien) wurden vorwiegend die sauren Vulkanite Trachyt, Trachyandesit und Andesit, im Pliozän dagegen vorwiegend basische Basalte gefördert.

Über die mögliche Bedeutung dieser vulkanischen Erscheinungen für die Reifung der organischen Substanzen von Muttergesteinen wird im Kapitel III.8.4. referiert (siehe auch R. F. SACHSENHOFER 1991).

Das Steirische Becken besitzt sowohl hydrogeologische wie geothermische Besonderheiten, wie die Vorkommen zahlreicher artesischer Brunnen und die durch Tiefbohrungen erschlossenen Thermalwässer zeigen. Ein artesischer Brunnen liegt dann vor, wenn durch die Abteufung des Brunnens eine Trägerschicht erreicht wird, die ein derart gespanntes Grundwasser enthält, daß das Wasser durch seinen Eigendruck bis an die Erdoberfläche frei ausfließen kann, wobei die Wassertemperatur keine Rolle spielt. Als Thermalwasser darf nur ein Wasser bezeichnet werden, das eine Temperatur von mindestens 20°C hat. Die meisten Thermalwässer des Steirischen Beckens überschreiten diesen Grenzwert beträchtlich. Dadurch können mehrere dieser Wässer auch balneologisch genutzt werden, d. h. sie werden für Bäderkuren und sonstige Heilzwecke verwendet (Beispiele: Loipersdorf, Waltersdorf).

Die Thermalwässer wurden teils im paläozoischen Untergrund des Beckens (Devonkalke und Dolomite), teils in der jungtertiären Beckenfüllung (Sande des Sarmatiens und Badeniens) erschlossen.

Die geothermische Tiefenstufe gibt an, wieviele Meter man in die Tiefe gehen muß, damit eine Temperaturzunahme von 1°C eintritt. Der weltweite Durchschnitt beträgt 33 m/1°C. Der geothermische Gradient ist die Maßzahl für die Zunahme der Erdtemperatur gegen die Tiefe in °C pro 100 m. Der Durchschnitt ist daher 3°C pro 100 m. Im Steirischen Becken wurden folgende Werte bei einigen Tiefbohrungen gemessen:

Tiefbohrung	Bohrjahr	Endteufe	gebohrt von	geoth. Tiefenst.	geoth. Gradient
Binderberg 1	1972	1727 m	RAG	18 m	5,6°C
Waltersdorf 1	1975	1553 m	RAG	19 m	5,3°C
Fürstenfeld TH 1	1984/85	3145 m	STEWEAG	17,5 m	5,7°C

Dies bedeutet, daß in der Oststeiermark eine bedeutend geringere geothermische Tiefenstufe und daher ein wesentlich höherer geothermischer Gradient vorliegt, als dem Durchschnitt entspricht. Es wird

angenommen, daß die Ausdünnung der Erdkruste gegen Osten und damit ein verbesserter Wärmestrom aus der Tiefe dieses Phänomen entscheidend begünstigt.

III.1.5. Begriffe der Oberflächengeophysik

III.1.5.1. Seismische Verfahren

Zu unterscheiden sind die Erdbebenkunde (Seismologie), die sich mit den Ursachen, Auswirkungen sowie der Verbreitung von natürlichen Erdbeben befaßt, und die angewandte Seismik, die eine der Methoden der geophysikalischen Prospektion nach Lagerstätten ist sowie allgemein zur Aufklärung des Aufbaues der Erdkruste dient.

Seismologische Erscheinungen sind von großer Bedeutung für die Erforschung des Aufbaues und der Zustände im Erdinneren sowie für das Verständnis plattentektonischer Vorgänge, spielen aber auch in der Sedimentologie eine Rolle, da Erdbeben als auslösende Ursachen für die Entstehung von Turbiditen anzusehen sind.

In der angewandten Seismik bezieht sich der Begriff Auflösungsvermögen (Auflösungsgenauigkeit) vorwiegend auf die Reflexionsseismik (siehe Kapitel II.2.4.2.). Es wird damit angegeben, welche Schichtmächtigkeiten und Strukturelemente in den Seismogrammen (Aufzeichnungen seismischer Wellen) noch erkennbar sind. Durch die Reflexionsseismik ist übrigens auch sichergestellt, daß in der Natur untereinander liegende Schichtflächen bzw. Reflexionshorizonte in den Seismogrammen auch nacheinander abgebildet werden.

Unter Zweiwegzeit ($2t$) ist die Zeitdauer in Sekunden zu verstehen, die eine seismische Welle vom Erregungspunkt in Oberflächennähe (Schußpunkt) oder von der Oberfläche selbst (Vibrationspunkt) bis zu einem bestimmten Reflexionshorizont und zurück zum Geophon an der Erdoberfläche benötigt.

Diese Zweiweglaufzeit wird normalerweise auf der vertikalen Skala eines Seismogramms angegeben.

Die Bedeutung des Stapelns von seismischen Wellen liegt u. a. darin, daß durch die Summierung der Signale eines bestimmten Reflexionselementes von verschiedenen Erregungspunkten aus die Nutzsignale wesentlich verstärkt werden (Überlagerung von Wellen) und dadurch das Nutz-Störverhältnis deutlich verbessert wird.

III.1.5.2. Nichtseismische Verfahren

Durch die Schweremessung (Gravimetrie) wird die Anziehungskraft der Erde an zahlreichen Oberflächenpunkten bestimmt. Im Untergrund lagern, je nach den örtlichen geologischen Verhältnissen, Gesteinsmassen mit verschiedener Ausdehnung, Mächtigkeit und verschiedenem Raumgewicht. Diese Unterschiede können nun aufgrund der verschiedenen Anziehungskraft (Schwerebeschleunigung) dieser verschiedenen Gesteinsmassen mit sehr genauen Geräten (Gravimeter) gemessen werden. Da die mittlere Erdschwere (Normalschwere) bekannt ist, unterscheidet man auf diesen Wert bezogene Schwereanomalien. Es sind neben Gebieten mit Normalschwere Gebiete mit einem Schwereüberschuß (positive Anomalie) und mit einem Schweredefizit (negative Anomalie) zu erkennen.

Bei der Magnetik werden sinngemäß Gesteinskörper an der Erdoberfläche oder im Untergrund registriert, die ein vom erdmagnetischem Normalfeld unterscheidbares positives oder negatives magnetisches Eigenfeld besitzen, mit Meßgeräten, die Magneto-

meter genannt werden. Dabei spielt das Vorhandensein oder das Fehlen von Mineralen mit einem starken magnetischen Eigenfeld (z. B. Magnetit, Fe_3O_4) in den betreffenden Gesteinskörpern eine ausschlaggebende Rolle.

Die Kombination seismischer, gravimetrischer, magnetischer und geoelektri-

scher Feldmessungen mit den bisher bekannten geologischen Informationen in einem bestimmten Gebiet ist die Grundlage der Komplexinterpretation (siehe Kapitel II.2.5.4.) und damit eine wesentliche Hilfe für die Festlegung von Bohrpunkten im Rahmen der KW-Prospektion.

III.1.6. Paläogeographie und Oberflächenformen

Unter Paläogeographie versteht man die gedankliche Rekonstruktion der geologischen Verhältnisse zu verschiedenen geologischen Zeitabschnitten mit Hilfe geowissenschaftlicher Methoden. Es geht dabei vor allem um die Verbreitung von Land und Meer sowie die Verteilung der dazugehörigen Faziesgebiete. Für die KW-Geologie ist dabei wichtig, wo sich Muttergesteine, Speichergesteine, Deckschichten sowie tektonische und sedimentäre Fallen in den betreffenden Zeitabschnitten gebildet haben können.

Für Europa ist das Tethysmeer von Bedeutung, das sich vom Jungpaläozoiikum bis in die Alttertiärzeit von Südostasien bis in das heutige Mittel- und Südeuropa (Mittelmeergebiet) erstreckte. Aus den in diesem riesigen Meeresgebiet abgelagerten Sedimenten und z. T. auch ihrem Untergrund wurden durch die alpinen Gebirgsbildungsphasen die alpidischen Gebirgsketten gebildet, wie z. B. der Himalaya, der Kaukasus, die Karpaten, die Alpen und die Pyrenäen. Als Paratethys werden die jungtertiären Reste des Tethysmeeres zwischen dem Rhonetal und dem Aralsee bezeichnet, von denen sich bis heute einige Restbecken erhalten haben, wie der Aralsee selbst, das Kaspische Meer, das Schwarze Meer und der Plattensee (Balaton).

Teile der Sedimente des Tethysmeeres finden wir heute, zumeist tektonisch weit verfrachtet, in den Nordalpen, einschließlich Flyschzone, Helvetikum und im mesozoisch-alttertiären Anteil der Waschbergzone. Der Südrand der Böhmischer Masse muß der Nordrand des Tethysmeeres zur Perm-, Jura- und Kreidezeit gewesen

sein (Perm von Zöbing bei Krems, Autochthones Mesozoikum mit Jura und Oberkreide unter der Molassezone).

Die neogenen Sedimente des Paratethysmeeres füllen die jungen Becken, wie die Molassezone, das Wiener und das Pannonische Becken einschließlich ihrer Nebenbecken.

Die erdölgeologische Bedeutung von Tethys und Paratethys wird dadurch dokumentiert, daß bis heute abbauwürdige KW-Ansammlungen nur in den Ablagerungen dieser Meere gefunden wurden.

Unter Morphologie versteht man ganz allgemein die Lehre von den Oberflächenformen der Erde. Die Geomorphologie behandelt die auf die Erdoberfläche gestaltend wirkenden Kräfte und die speziellen, durch die verschiedenen Kräfte geschaffenen Formen. Damit ist ein klarer Zusammenhang mit geologischen und gesteinskundlichen Vorgängen gegeben.

Während durch tektonische Kräfte (siehe Kapitel III.1.4.) Gebirge und Hochzonen geschaffen werden, arbeitet die Verwitterung und die Abtragung am Abbau der Gebirge und Hochzonen. Es muß aber immer beachtet werden, daß die abtransportierten Verwitterungsprodukte anderswo wieder abgelagert werden.

Die flächenhafte Abtragung von verwitterten Festlandsflächen nennt man auch Denudation. Speziell zu unterscheiden sind:

- die Erosion, das ist die ausfurchende und einschneidende Wirkung fließenden Wassers in Abhängigkeit von Wassermenge, Gefälle, Widerstandsfähigkeit der Gesteine und der Tätigkeit

des mitgeführten Gesteinsmaterials; es bilden sich V-Täler.

- die Deflation, das ist die abtragende Wirkung des Windes; sie führt zur Bildung von Löß und Sanddünen.
- die Glazialerosion, das ist die ausschürfende und abhobelnde Tätigkeit der Gletscher mit Hilfe der an der Basis mitgeführten Gesteinsmassen (Grundmoräne); es bilden sich U-Täler, wie in den Alpen.
- die Solifluktion, das ist das Abrutschen oder Abgleiten wasserdurchtränkter und tiefgründig verwitterter Talflanken; im Extremfall kommt es zu Blockströmen, Muren, Schlammströmen.
- die Abrasion, das ist die abtragende Wirkung der Brandung und sonstiger Wellenbewegungen an Meeres- und Seeküsten; es kommt zur Bildung von Brandungsplattformen und Steilküsten (Kliffen).

Für die Prospektion, speziell die geologische Kartierung, sind alle diese Vorgänge von Bedeutung, weil durch sie sehr oft die Gesteine entblößt werden (Bildung natürlicher Aufschlüsse) und weil einige dieser Vorgänge Hinweise für tekto-

nische oder sedimentäre Schwächezonen sind.

Eine weitere Bedeutung dieser Abtragungsvorgänge liegt darin, daß es diese natürlich auch in der geologischen Vergangenheit gegeben hat und zwar klimaabhängig mit zum Teil wesentlich stärkerer Wirkung als heute. So weist z. B. der Untergrund des Wiener Beckens im Flysch- und Kalkalpenbereich sehr bedeutsame Reliefunterschiede auf, da durch die Absenkung und die ab dem Miozän folgende Zudeckung mit Sedimenten das prä-miozäne Relief konserviert wurde. Die Relieflagerstätten Schönkirchen und Prottes Tief im alpinen Hauptdolomit sind die Konsequenz dieses Untergrundreliefs, da durch die Bedeckung die KW an der weiteren Migration gehindert wurden. Diese Strukturformen werden auch als begrabene Berge (buried hills) bezeichnet.

Eine geomorphologische Besonderheit ist die Inversion, die z. B. in den Kapiteln III.6. und III.7. erwähnt wird. Unter Inversion wird hier eine Reliefumkehr verstanden. Es werden dabei die verfestigten Sedimente eines Beckens oder einer Grabenstruktur durch Abtragung der weniger widerstandsfähigen Becken- oder Grabenränder zu einer relativen Hochzone.

III.1.7. Beckenanalyse und KW-Lagerstätten

III.1.7.1. Beckenanalyse

Diese wichtige Phase der Prospektion ist von geologischer Seite im Kapitel II.1.9.4., von geochemischer Seite im Kapitel II.2.6.3. behandelt worden. Hier soll nun eine kurze Zusammenfassung die erdölgeologische Bedeutung einer Beckenanalyse aufzeigen und die wesentlichen Arbeitsschritte anführen. Eine Beckenanalyse besteht

- in der Rekonstruktion der tektonischen Vorgänge bei der Beckenentstehung
- in der Erfassung möglichst aller die Beckenfüllung bildenden Schichtglieder in stratigraphischer, lithologischer und fazieller Hinsicht,

- in der Abschätzung oder Bestimmung der Beckenabsenkung bezüglich ihrer Bedeutung für die Reifungsprozesse der organischen Substanzen der Beckenfüllung,
- in der Suche nach möglichen Migrationswegen,
- im Sammeln aller geologischen und geophysikalischen Hinweise auf die Existenz stratigraphischer und tektonischer Fallen,
- in der Prüfung geochemischer Beobachtungen hinsichtlich ihrer Bedeutung für das Vorhandensein von KW-Ansammlungen,
- in der Erstellung einer Gesamtschau über das Prospektionsgebiet im Hin-

blick auf bohrwürdige Positionen und damit auf die Wahrscheinlichkeit des Vorhandenseins wirtschaftlich nutzbarer Lagerstätten.

Diese Prospektionsphase endet also im positiven Fall mit der Festlegung eines oder mehrerer Bohrpunkte.

III.1.7.2. Labordaten

III.1.7.2.1. Petrophysikalische Begriffe

Im Labor werden Spülproben und Bohrkern auf ihre petrophysikalischen Eigenschaften untersucht (siehe Kapitel II.3.5.). Die Ergebnisse werden dann von Geologen und Lagerstättentechnikern mit den bohrlochgeophysikalischen Daten und, falls vorhanden, mit den Testresultaten verglichen.

Die petrophysikalischen Eigenschaften eines Gesteins hängen auch von seinem pelitischen Bindemittel ab. Man unterscheidet dabei die (primäre) Matrix, die schon bei der Sedimentation vorhanden war, und den Zement, der erst später (sekundär) in das Gestein gelangt ist.

Ein für die Vorratsermittlung wichtiger Wert ist die Nutzporosität. Je nach der lithologischen Beschaffenheit kann diese Nutzporosität als Intergranularporosität oder als Kluftporosität ausgebildet sein. Die Intergranularporosität bedeutet, daß der Porenraum in den kleinen und kleinsten Hohlräumen zwischen den einzelnen Gesteinskörnern liegt (z. B. bei porösen Sandsteinen). Die Kluftporosität bedeutet, daß ein Gestein vorliegt, das meist durch tektonische Beanspruchung und z. T. auch durch spätere Lösungserscheinungen mehr oder weniger offene Klüfte und Kluftsysteme aufweist (z. B. Dolomitgesteine, Kalke, dichte Sandsteine). Manche Flyschgesteine können beide Porositätsarten zeigen.

Die Nutzporosität ist also ein Maß für die Speicherefähigkeit eines Gesteins. Die Durchlässigkeit und der zwischen Lagerstätte und Bohrloch herrschende Druckunterschied sind in einem porösen Gesteinskörper im wesentlichen für die Fließmenge verantwort-

lich, die zum Bohrloch oder der Förder-sonde gelangen kann.

III.1.7.2.2. Mikropaläontologie

Die folgenden Erklärungen sind Ergänzungen zu den Kapiteln II.3.5.2., VI.1.3. und VI.1.4.

Das Binokularmikroskop besitzt zwei Okulare, sodaß die Objekte (Spülproben, Mikrofossilien) mit beiden Augen betrachtet werden können, was das räumliche Sehen fördert.

Canadabalsam (Kanadabalsam) ist das Harz der Balsamtanne. Es dient, zunächst flüssig und später erhärtend, zum Bedecken oder Einschließen mikroskopischer Präparate, da es die gleichen optischen Eigenschaften wie jenes Glas besitzt, das für optische Linsen verwendet wird (Kronglas).

Die Azetolyse ist ein chemischer Aufspaltungsvorgang, bei dem Essigsäure als Lösungsmittel zum Einsatz kommt.

III.1.7.2.3. Einpreßwässer

Die Probleme, die sich beim Wiedereinpressen von Salzwässern in Speicher-gesteine ergeben, sind in Kapitel II.3.5.6. dargestellt. Auf die Injektion von Behandlungsflüssigkeiten wird im Kapitel II.3.6.4.2. hingewiesen.

Die Injektivität gibt an, wie gut oder wie schlecht ein bestimmtes Substrat (z. B. Salzwasser, bestimmte Säuren) in ein Gestein einpreßbar ist.

Unter Kontamination (Kontaminierung) versteht man die Verseuchung oder Verschmutzung z. B. von Einpreßwasser mit organischen oder anorganischen Stoffen.

Chlorophyll ist der grüne Farbstoff der Blätter höherer Pflanzen, aber auch von Algen und bestimmten Bakterien.

Bakterizide und Algizide sind Substanzen, die Bakterien und Algen abtöten.

III.1.7.3. Lagerstättenkundliche und produktionsgeologische Begriffe

Der Begriff Relieflagerstätte ist im Kapitel III.1.6. erläutert. Eine Internlager-

stätte befindet sich innerhalb eines größeren tektonischen Körpers, wie z. B. die Gaslagerstätte Schönkirchen und Gänserndorf Übertief im Hauptdolomit innerhalb der von der Ötscherdecke überschobenen Frankenfels – Lunzer Deckengruppe im Untergrund des Wiener Beckens.

Unter Initialkontakt versteht man z. B. die Lage der Öl-Wassergrenzfläche einer Öllagerstätte vor Beginn der Förderung. Nach Förderbeginn verändern sich solche Kontaktflächen lagernmäßig, d. h. das Bodenwasser steigt hoch und damit auch der Öl-Wasserkontakt (ÖWK). Sinngemäß gilt dies auch bei einer Gaslagerstätte für den Gas-Wasserkontakt (GWK). Aber auch der Gas-Ölkontakt (GÖK) bei Vorhandensein einer Gaskappe über einer Öllagerstätte wird durch die Förderung variabel.

III.1.8. Bohr- und Fördertechnik

III.1.8.1. Bohrtechnik

Ergänzend zu den Kapiteln II.3.1. und VI.2.1. sollen noch einige Begriffe der Bohrtechnik kurz erläutert werden.

Die Spülgrube dient zur Aufnahme des Bohrschmants, wie dieser, mit Spülflüssigkeit benetzt, vom Rüttelsieb anfällt.

Meißelmarsch wird jene Bohrstrecke genannt, die ein Bohrmeißel bis zum Ausbauen wegen Abnutzung zurückgelegt hat.

Ist die unverrohrte Bohrlochwand aus Gründen der Gesteinsbeschaffenheit oder weil eine zu leichte Spülung verwendet wurde, instabil, so kommt es zum Nachfall. Dies bedeutet eine Vermischung des Bohrkleins von der Bohrlochsohle mit Gesteinsmaterial, das von höher oben stammt (siehe auch Kapitel II.3.2.3.).

Kommt es zu Klemmungen des Bohrstranges, so wird zunächst versucht, durch Überlast ziehen das Gestänge wieder frei zu bekommen. Es wird mitunter bis zur Belastbarkeitsgrenze der Bohranlage gezogen. Nützt das nichts, wird dann, wie im Kapitel II.3.1.6. beschrieben, vorgegangen.

Ein Mehrphasenfluß bedeutet, daß verschiedene Fluida an den Fließvorgängen in einem porösen Gestein beteiligt sind. Fluida sind Stoffe, auf die die Gesetze der Strömungslehre anwendbar sind, also Gas, Dampf, Öl und Wasser.

Die Probleme bei der Behandlung von Förderhorizonten müssen durch Eingehen auf die speziellen Verhältnisse des Horizontes und der Behandlungsschemikalien gelöst werden. So ist z. B. ein Säureinhibitor ein Hemmstoff, der chemische Reaktionen einschränkt oder verhindert. Ein Netzmittel dagegen ist eine Substanz, die zur Verminderung der Oberflächenspannung von Flüssigkeiten eingesetzt wird, um dabei z. B. eine bessere Benetzung von Gesteinsteilchen zu erreichen.

Ein Bohrlochabschnitt, in dem gekernt wurde, nennt man Kernstrecke. Ist der Kern ausgebaut, so wird der Kerngewinn festgestellt. Wenn ein Teil der gekernten Strecke fehlt, spricht man von Kernverlust (siehe Kapitel II.3.2.3.). An welcher Stelle der Kernstrecke der Kernverlust aufgetreten ist, kann meist durch die Auswertung der dann später ausgeführten Bohrlochmessungen erkannt werden.

Unter Totpumpen versteht man das Hineinpumpen von entsprechend schwerer Spülung durch das Bohrgestänge oder die Förderrohre bis zu jener Teufe, wo ein starker Überdruck herrscht bzw. Lagerstätteninhalt unkontrolliert in das Bohrloch oder die Fördersonde hineinströmt. Damit soll der vorher bestehende Druckunterschied zwischen der Spülungssäule und der Lagerstätte oder ganz allgemein dem Speichergestein ausgeglichen und der Zufluß beendet werden. In speziellen Fällen wird Zementbrei eingepreßt, der dann beim Erstarren die betreffende Strecke abschließen soll.

Um beim Ein- und Ausbau des Bohrgestänges das jeweils schon oder noch

im Bohrloch befindliche Gestänge festhalten zu können, werden in den Drehtisch auf der Arbeitsbühne jeweils zwei Abfangkeile eingesetzt. Damit kann nun gefahrlos ein Gestängezug an- oder abgeschraubt werden. Vor Beginn des Bohrens werden die Abfangkeile herausgenommen und statt ihnen der Mitnehmereinsatz in den Drehtisch gegeben, womit der Drehimpuls des Drehtisches auf die Mitnehmerstange übertragen werden kann.

Ein Linksgestänge besteht aus Gestängerohren, deren Muffengewinde entgegengesetzt wie bei einem normalen Rechtsgestänge verschraubt werden können. Dieses Linksgestänge dient dazu, um Rechtsgestänge, das z. B. im Bohrloch festgeworden ist, von oben her abschrauben zu können.

Bei US-amerikanischen Sieben wird die Maschenanzahl in „mesh“ angegeben. 200 mesh entsprechen einer Maschenweite von rund 0,075 mm, das sind rund 133 Maschen pro Zentimeter. Dies entspricht etwa der Korngröße von sehr feinkörnigem Sand. Die Grenze Sand/Silt liegt bei 230 mesh, das sind 0,063 mm.

Die jeweils erreichte Teufe einer Bohrung wird als Gestängeteufe angegeben. Es besteht nun, besonders bei Bohrteufen größer als 1000 m, ein Unterschied zu den entsprechenden Teufen, wie sie bei den Bohrlochmessungen ermittelt werden; man spricht von der Teufendifferenz Gestänge – Kabel (Standardteufe).

Bezieht man die jeweilige Gestänge- oder Kabelteufe auf die Erdoberfläche (Ackersohle), so nennt man das die relative Bohrteufe. Bezieht man die Bohrteufe jedoch auf Adriannull (das in Österreich gültige Bezugsniveau), so spricht man von der absoluten Bohrteufe.

Es gibt kaum ein tieferes Bohrloch, das wirklich genau vertikal gebohrt werden kann, wobei dies zumeist durch die Schichtneigungen des durchbohrten Gebirges verursacht wird. Es kommt dadurch, je nach der Abweichung des Bohrloches, zu einer kleineren oder größeren Verkürzung des wahren Vertikalabstandes Erdoberfläche – Endteufe.

Ist bis zur Beendigung einer Bohrung eine Lagerstätte gefunden worden, so wird das Bohrloch zumeist komplettiert, d. h. technisch so ausgerüstet, daß aus der nunmehrigen Fördersonde auch gefördert werden kann. Wird, aus welchen Gründen immer, eine Förderung oder eine andere Verwendung erst für eine spätere Zeit vorgesehen (Einpreßsonde, Flutsonde), so wird das Bohrloch konserviert (siehe auch Kapitel II.3.2.5.). Dies ist ein technischer Zustand, der es jederzeit erlaubt, nach Durchführung gewisser Arbeiten, das Bohrloch oder die Sonde wieder in Betrieb zu nehmen.

Ist die Bohrung nicht fündig, so wird das Bohrloch entsprechend den bergbehördlichen Vorschriften liquidiert. Es müssen z. B. alle Horizonte, aus denen irgendwelche nennenswerte Zuflüsse zu erwarten sind (Kapitel II.3.2.5.), abzementiert und alle obertägigen technischen Einrichtungen entfernt sowie die Futterrohre in genügender Tiefe unter der Ackersohle abgeschnitten werden. Letztere sind dann mit einem aufgeschweißten Metaldeckel abzusperrern, der Bohrplatz ist zu rekultivieren.

III.1.8.2. Fördertechnik

Die Fördertechniken für Rohöl und Erdgas werden in den Kapiteln II.4.1. und II.4.2. beschrieben. Dazu werden einige Ergänzungen gegeben.

Die Perforation dient dem Durchlöchern der Verrohrung und des Zementmantels im Lagerstättenbereich, um dem Fördergut einen Zugang in die Steigrohre der Fördersonde zu schaffen. Nach den früher üblichen Kugelperforatoren werden heute nur mehr Hohlladungsperforatoren verwendet, da letztere wesentlich wirkungsvoller sind. So ein Gerät besitzt eine trichterförmige Aussparung (Hohlraum) mit der Grundfläche in Zielrichtung. Der dahinter liegende hochbrisante Sprengstoff wird elektrisch gezündet. Es bildet sich ein gezielter, heißer Gasstrahl, der auch Metallionen der Hohlräumeauskleidung enthält. Der Gasstrahl frißt sich nun durch die Verrohrung und den Ze-

mentmantel ein Stück in das Gebirge hinein; der Lagerstätteninhalt hat freie Bahn zum Förderstrang.

Ein Eruptionskreuz (E-Kreuz) ist der obertägige Abschluß einer Fördersonde und fest mit der Verrohrung sowie dem Steigrohrstrang (Förderstrang) verbunden. Im E-Kreuz sind Ventile und Manometer (Druckmesser) so angeordnet, daß damit sowohl der Zustrom aus dem Förderstrang wie auch die Verhältnisse im Ringraum kontrollier- und regulierbar sind. Einen entsprechend komplizierten Aufbau hat ein E-Kreuz, das für Zweizonenförderung (dual completion), d. h. für die Förderung aus zwei verschiedenen Produktionshorizonten, ausgerüstet ist. Hier wird also durch zwei voneinander unabhängige Steigrohrstränge gefördert. Das Fördergut wird in jedem Fall, zumeist durch unterirdische Leitungen, zur nächsten Sammelstation (Gewinnungsstation, Gasstation) transportiert.

Gase sind in Abhängigkeit vom Druck sehr stark komprimierbar, wobei eine deutliche Erwärmung stattfindet. Bei der Gasförderung mit oder ohne Öl tritt beim Hochsteigen im Förderstrang eine Druckentlastung und damit eine starke Abkühlung ein, die obertags bis zur Eisbildung führen kann. Die Gasgesetze gelten theoretisch für die sogenannten

idealen Gase. Bei der KW-Produktion hat man es aber mit realen Gasen zu tun, die um so mehr von den idealen Gasen in ihren Eigenschaften abweichen, je näher diese realen Gase dem kritischen Zustand kommen, wo der Unterschied zwischen Gasen und Flüssigkeiten endet. Das bedeutet, daß reale Gase daher kondensierbar sind, sie können Gaskondensate bilden.

Das Gasliftverfahren für Rohöl (siehe Kapitel II.4.1.3.) soll hier noch etwas näher erläutert werden. Das Verfahren wird also bei größeren Fördertiefen und dann eingesetzt, wenn das Rohöl nicht mehr oder nur sehr wenig über das Lagerstättenniveau in den Förderrohren hochsteigen kann. Es wird nun Gas von obertags zwischen den Steigrohrstrang und die Verrohrung so tief eingepreßt, daß es durch spezielle Ventile, die unterhalb des Ölspiegels im Steigrohr liegen, in die Ölsäule eindringen kann. Das sich ausdehnende Gas reißt das jetzt leichter gewordene Gas-Ölgemisch hoch, so daß es ausfließen kann. Da einige Zeit verstreicht, bis die Ölsäule sich wieder ansammeln kann, erfolgt die nächste Gasinjektion mit der entsprechenden Verzögerung. Es wird durch das Gasliftverfahren in etwa jener Zustand hergestellt, wie er bei der Eruptivförderung besteht.

III.1.9. Umweltschutz

III.1.9.1. Gewinnungsbereich (siehe Kapitel IV.7.)

Unter Rekultivierung ist die Wiederherstellung von durch den Bergbau geschädigtem oder unfruchtbar gewordenem Erdboden zu verstehen, sodaß er wieder als Kulturland nutzbar ist.

Die Flotation ist ein Verfahren zur Anreicherung bzw. Abtrennung bestimmter Substanzen. Dabei wird Wasser mit entsprechenden Chemikalien vermischt und das aufzutrennende Komponentengemenge in diese Mischung eingebracht. Es erfolgt eine Trennung in aufschwimmende, absinkende und in Schwebelagere bleibende Komponenten.

Der pH-Wert (Wasserstoffionenkonzentration) ist eine Meßzahl dafür, ob eine Flüssigkeit sauer (Wert unter 7), basisch (Wert über 7) oder neutral ist (Wert = 7).

Ölkontaminiert heißt soviel wie mit Öl verunreinigt.

Amin ist eine organische Stickstoffverbindung mit basischem Charakter.

III.1.9.2. Verarbeitungsbereich (siehe Kapitel V.4.)

Der Übergang einer Flüssigkeit in den gasförmigen Zustand findet in Abhängigkeit vom äußeren Druck und von der stofflichen Zusammensetzung bei einer be-

stimmten Temperatur, dem Siedepunkt (Kochpunkt) statt.

Als Vorfluter wird jedes künstliche oder natürliche Fließgewässer bezeichnet, das der ordnungsgemäßen Entwässerung eines Gebietes dient.

Ein Schwimmdachtank ist ein stäh-

lerner Flüssigkeitsbehälter (z. B. für Rohöl oder Raffinate), bei dem das Dach der Flüssigkeit direkt aufliegt und sich mit dem Flüssigkeitsspiegel hebt und senkt. Dadurch wird die Bildung einer Gas-schicht zwischen Flüssigkeit und Tank-dach verhindert.

III.1.10. Berichte über die Aufschlußtätigkeit in Österreich

Sowohl von der ÖMV AG wie von der RAG werden immer wieder Berichte veröffentlicht, die sich mit der Aufschlußtätigkeit in den betreffenden Aufsuchungsgebieten befassen.

Jedes Jahr erscheint ein Jahresbericht des Fachverbandes der Erdölindustrie Österreichs, in dem neben vielen anderen Informationen auch über die Aufsuchungs- und Bohrtätigkeit der in Österreich wirkenden Erdölgesellschaften referiert wird.

Ebenfalls jährlich wird von der Obersten Bergbehörde (Roh- und Grundstoffe) im Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten das Österreichische Montan-Handbuch herausgegeben. Hier sind u. a. die jeweils geltenden Aufsuchungs-, Gewinnungs- und Speicherrechte für KW sowie wirtschaftliche und technische Angaben über den KW-Bergbau mit Daten über die Aufsuchungstätigkeit zu finden. Eine jährlich ergänzte Liste der österreichischen Erdöl- und Erdgaslagerstätten ist dem Buch beigegeben.

In der Zeitschrift Erdöl – Erdgas – Kohle, dem Organ von DGMK¹⁾ und ÖGEW²⁾, werden in jeder Nummer in der Rubrik „Nachrichten“ auch Meldungen über Österreich gebracht. Fast monatlich sind auch die Aktivitäten der RAG vermerkt. Jährlich wird ein Bericht über die österreichische Erdölindustrie abgedruckt.

¹⁾ Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle

²⁾ Österreichische Gesellschaft für Erdölwissenschaften

Die ÖMV AG hat bis 1989 in der ÖMV-Zeitschrift und ab 1990 im ÖMV Gruppe – Magazin immer wieder Artikel über die Aufsuchungstätigkeit gebracht, wobei sowohl die geologischen Kartierungs- und die geophysikalischen Prospektionsarbeiten wie auch die Bohrtätigkeit der ÖMV AG und deren Ergebnisse dargestellt wurden. Auch in der Mitarbeiterzeitschrift ÖMV – MIX erscheinen ab 1987 fallweise fachbezogene Aufsätze über die Aufsuchungstätigkeit der ÖMV AG.

Literaturauswahl für den Abschnitt III.1.:

ALLEN, Ph. & ALLEN, J. R. 1990; BECKMANN, H. et al. 1984; BLOOM, A. L. 1976; BOENIGK, W. 1983; ERNST, W. G. 1977; FABER, E. et al. 1985; FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. 1978; FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. 1977; FÜCHTBAUER, H. 1979; GEYER, O. F. 1973 und 1977; GOLDBRUNNER, J. E. 1987; GOLDBRUNNER, J. E. & SEITINGER, P. 1991; GRILL, R. & JANOSCHEK, W. 1980; HERNDLER, E. 1991; HOLLERBACH, A. 1985; HÖLTING, B. 1984; KEAREY, Ph. & VINE, F. J. 1990; KRÖLL, A. 1982 a, 1982 b und 1983 c; LEHMANN, U. & HILLMER, G. 1980; MASON, B. & MOORE, C. B. 1985; MEISSNER, R. & STEGENA, L. 1977; MILITZER, H. & WEBER, F. 1984, 1985 und 1987; MURAWSKI, H. 1983; NORTH, F. K. 1985; OBERHAUSER, R. 1980 a; PETUCH, B. 1953; REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. 1980; STRAUCH, E. & WESSELY, G. 1987 a und 1987 b; THENIUS, E. 1981; TOLLMANN, A. 1985; WÄHNER, K. 1990; WEBER, H. 1967; WESSELY, G. 1984 und 1991; WESSELY, G. & SOMMER, D. 1988; ZOJER, H. 1984; ZÖTL, J. 1983.

WIENER BECKEN - RELIEF UND TEKTONIK DES UNTERGRUNDES

