

TECHNISCHER BERICHT 00-03

3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland

August 2001

Ph. Birkhäuser
Ph. Roth
B. Meier
H. Naef

TECHNISCHER BERICHT 00-03

3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland

August 2001

Ph. Birkhäuser ¹⁾
Ph. Roth ²⁾
B. Meier ²⁾
H. Naef ³⁾

¹⁾ Nagra, Wetztingen

²⁾ Proseis AG, Zürich

³⁾ Büro für angewandte Geologie, Speicher

Der vorliegende Bericht wurde im Auftrag der Nagra erstellt. Die Autoren haben ihre eigenen Ansichten und Schlussfolgerungen dargestellt. Diese müssen nicht unbedingt mit denjenigen der Nagra übereinstimmen.

ISSN 1015-2636

"Copyright © 2001 by Nagra, Wettingen (Schweiz) / Alle Rechte vorbehalten.

Das Werk einschliesslich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ausserhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung der Nagra unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Übersetzungen, Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen und Programmen, für Mikroverfilmungen, Vervielfältigungen usw."

ZUSAMMENFASSUNG

Die Nagra untersucht in der Nordostschweiz im Rahmen des Entsorgungsnachweises den Opalinuston als potentielles Wirtgestein für ein geologisches Tiefenlager für hochaktive und langlebige mittelaktive Abfälle. 1991/92 führte die Nagra mit reflexionsseismischen Profilmessungen eine regionale Erkundung der mesozoischen Sedimentgesteine in der Nordostschweiz durch. Auf dieser Grundlage konnte im nördlichen Teil des Kantons Zürich ein Gebiet von rund 50 km² mit ruhiger Schichtlagerung abgegrenzt werden, innerhalb dessen mit der hier beschriebenen, 1997 durchgeführten dreidimensionalen reflexionsseismischen Messkampagne (3D-Seismik) die strukturgeologischen und lithostratigraphischen Verhältnisse des Opalinustons im interessierenden Tiefenbereich von 400 bis 900 m unter Terrain weiter abgeklärt wurden. Zusammen mit der 1998/99 im Messgebiet abgeteufte Sondierbohrung Benken bilden die Ergebnisse der 3D-Seismikkampagne eine wesentliche Grundlage für die Beurteilung der geologischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet.

Mit der verwendeten Untersuchungsmethode ist es möglich, den Aufbau und die räumliche Lage der Gesteinsschichten von der Erdoberfläche aus lückenlos zu erkunden. Strukturgeologische Elemente und laterale Änderungen des Gesteinscharakters können grossräumig abgebildet werden. Die Ergebnisse tragen zum Gesamtverständnis der geologischen Entwicklungsgeschichte bei und ermöglichen es, ein geologisches Strukturmodell abzuleiten, das als Basis für hydrogeologische Modellierungen, für die Sicherheitsanalyse und als bautechnische Planungsgrundlage dient.

Die von Januar bis März 1997 durchgeführten 3D-seismischen Feldmessungen stellten grosse organisatorische Anforderungen an die Ausführenden, galt es doch, die Reflexionssignale in einem relativ dicht besiedelten bzw. landwirtschaftlich stark genutzten Gebiet von nahezu 9'000 über das Messgebiet verteilten Messpunkten aus, mit je 480 Geofonstationen verteilt auf acht Messlinien zu registrieren. Die Feldparameter waren hinsichtlich einer effizienten Umsetzung im Feld unter Wahrung einer bestmöglichen Datenqualität festgelegt worden. Mit symmetrischen Messlinienabständen von 180 m und Stationsintervallen von 30 m konnte der Untergrund in einem regelmässigen Raster von 15 × 15 m abgetastet werden. Dank der relativ hohen Mehrfachüberdeckung jedes Rasterfelds konnte ein die Datenqualität teilweise störender Einfluss oberflächennaher, wassergesättigter Schichten und übertieferer Quartärrinnen grösstenteils ausgeglichen werden. Die im Rahmen der Datenverarbeitung angewendeten Rechenschritte der 3D-DMO-Stapelung und 3D-Migration lieferten den wichtigsten Beitrag zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses der gemessenen Felddaten. Das breite nutzbare Frequenzspektrum von ca. 10 bis 85 Hz auf dem Zielhorizont ermöglichte eine hohe Abbildungsqualität der Gesteinsschichten.

Die Korrelation der von der Oberfläche aus gemessenen 3D-seismischen Reflexionseinsätze mit den in der Sondierbohrung Benken aufgenommenen geophysikalischen Daten zeigt eine ausgezeichnete Übereinstimmung. Das aus dem Sonic- und Dichte-Log der Bohrung hergeleitete synthetische Seismogramm erlaubt eine genaue Kalibrierung der Reflexionseinsätze. Das Walkaway-VSP hilft zusätzlich, lokale Qualitätsunterschiede des 3D-seismischen Datensatzes in der Nähe der Bohrung zu überbrücken und ermöglicht damit die Übertragung der hoch auflösenden, aber punktuellen Erkenntnisse der Sondierbohrung Benken auf das gesamte Messgebiet. Mit Hilfe der in der Sondierbohrung erfassten Kennwerte *Mächtigkeit*, *Dichte* und *seismische Wellenausbreitungsgeschwindigkeit* können die interpretierten seismischen Reflexionseinsätze mit einem Modellierverfahren auch lithostratigraphisch ausgewertet werden.

Die hohe räumliche Auflösung der 3D-Seismik erlaubt eine detaillierte Analyse der geologischen Strukturen bis in den Meterbereich. Die Strukturanalyse erfolgte anhand von konventio-

nellen Amplitudendarstellungen in Profilschnitten sowie mittels Kohärenzberechnungen desselben Datensatzes und hergeleiteten seismischen Attributkarten. Verwerfungen und Flexuren mit einem vertikalen Versetzungsbetrag von minimal 10 m können in den Profildarstellungen direkt erkannt werden. Die Kohärenz- und Attributdarstellungen erlauben es, noch kleinere Versetzungsbeträge zu erfassen. Diese, anhand der 3D-Seismik erstmals sichtbar gemachten Strukturen liefern neue Aspekte zur Interpretation der lokalen Strukturgeologie.

In einem Katalog wurden sämtliche Strukturelemente illustriert und beschrieben, die das Wirtgesteinsintervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten¹ erfassen und zudem festgelegte Kriterien für die minimale laterale und vertikale Ausdehnung erfüllen. Alle Störungen, die den Opalinuston um mindestens 10 m vertikal versetzen und eine laterale Ausdehnung in Streichrichtung von mindestens 150 m aufweisen, wurden quantitativ ausgewertet und kartiert. Die Auswertung bestätigt die nahezu ungestörte Schichtlagerung des Wirtgesteins im Untersuchungsgebiet. Generell gilt, dass der Grad der Deformationen oberhalb des Lias gering ist und nur gegen die Basis des Mesozoikums hin allgemein zunimmt. In erster Näherung lassen sich drei tektonostratigraphische Stockwerke unterscheiden:

- Höheres Mesozoikum – Molasse: Nur im Nordosten des Messgebiets, bei der Neuhauser Störung können über grössere Distanzen Verwerfungen mit kartierbarem Versatz aller Reflexionshorizonte festgestellt werden.
- Tieferes Mesozoikum: Besonders im Südwesten des Messgebiets sind die Basis des Mesozoikums und die triadischen Schichten kleinräumig deformiert. Kompressionsstrukturen deuten auf eine Inversionstektonik und Überprägung der Grundgebirgsstrukturen im Zeitraum von der mittleren bis zur späten Trias hin. Im Lias und untersten Dogger scheinen einige dieser Inversionsstrukturen durch Extensionstektonik geringfügig reaktiviert worden zu sein. Lokale Mächtigkeitsunterschiede im Wirtgestein werden als Ergebnis differenzieller Subsidenz zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons interpretiert.
- Submesozoischer Bereich: Die Interpretation der Permokarbon-Sequenz anhand des Reflexionsbilds der 3D-Seismik und der regionalen seismischen Profile von 1991/92 in der näheren Umgebung erlaubt eine Abgrenzung zwischen der in der Sondierbohrung Benken erbohrten kristallinen Hochzone und dem WSW-ENE streichenden Permokarbondrog (Weiach-Trog) im Südteil des Messgebiets der 3D-Seismik.

Die hauptsächlichen Strukturen im Messgebiet sind die *Hochzone von Benken* mit ihren begrenzenden Elementen der *Flexur von Rafz – Marthalen* im Süden und der *Wildensbucher Flexur* im Norden. Im Nordosten wird das Messgebiet durch die anhand regionaler Daten schon früher erfasste *Neuhauser Störung* begrenzt, im Osten durch die Antiklinale von Trüllikon und im Westen durch die Strukturzone von Niderholz. Die W-E streichende Wildensbucher Flexur, die – aus einer Flexurzone und einzelnen, en échelon angeordneten Störungselementen aufgebaut – ca. 700 m nördlich der Sondierbohrung Benken verläuft und im Osten mit der Neuhauser Störung interferiert, bildet die markanteste Struktur im zentralen Teil des Messgebiets. Bei den Störungselementen im Bereich der Wildensbucher Flexur beträgt der maximale vertikale Versatz auf dem Niveau des Opalinustons ca. 17 m.

Im Rahmen der seismostratigraphischen Auswertung wurden unterschiedliche Attribute berechnet, um die lokalen Änderungen des seismischen Charakters in verschiedenen Tiefenintervallen sichtbar zu machen. Anschliessend wurden – gestützt auf die Bohrerergebnisse in Benken – die

¹ In der Sondierbohrung Benken wurden die über dem Opalinuston liegenden Murchisonae-Schichten in einer Tiefe von 538.84 und 558.52 m angetroffen. Ab 539.70 m sind sie in der gleichen tonigen Fazies wie der Opalinuston ausgebildet. Mit Ausnahme dieser obersten 0.86 m werden die Murchisonae-Schichten deshalb zum potentiellen Wirtgestein gezählt. Dessen Mächtigkeit beträgt in der Sondierbohrung Benken insgesamt 112.34 m.

lithostratigraphischen Verhältnisse an vier ausgewählten Punkten im Messgebiet der 3D-Seismik von der Oberkante der Effinger Schichten bis zum unteren Gipskeuper modelliert. So konnten qualitative Angaben über seismostratigraphische Änderungen im Bereich des Wirtgesteins und der angrenzenden Rahmengesteine gemacht werden.

Mit Hilfe eines bestehenden, mit den Daten der Sondierbohrung Benken ergänzten, regionalen Modells der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten wurden aus den Reflexionszeitwerten der ausgewerteten seismischen Horizonte Tiefen- und Mächtigkeitskarten berechnet. Die Mächtigkeitskarte für das Intervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten zeigt eine generelle Schichtmächtigkeit zwischen 105 und 125 m mit einer allmählichen Reduktion gegen Südosten. Darüber hinausgehende, kleinräumige Mächtigkeitsvariationen im Bereich von ca. 90 bis 140 m sind an lokale tektonische Strukturen gebunden.

ABSTRACT

Nagra is investigating the Opalinus Clay in north-east Switzerland as a potential host rock for a deep geological repository for high-level and long-lived intermediate-level waste. In 1991/92, a campaign of 2D reflection seismic profile measurements was carried out, to investigate the Mesozoic sedimentary rocks in north-east Switzerland. The results of this survey were used as a basis for identifying an area of around 50 km² with almost undisturbed stratification in the north of Canton Zürich for further research. With the three-dimensional reflection seismic survey (3D seismics) described here, the structural geology and lithostratigraphy particularly of the Opalinus Clay over the depth range of interest (400 to 900 m below ground surface) was further investigated. Together with the information from the Benken borehole, which was drilled in the survey area in 1998/99, the results of the 3D seismic measurements provide a sound basis for evaluation of the investigation area.

The 3D seismic method allows the structure and spatial orientation of rock strata to be completely investigated and imaged from the earth's surface. Structural geological elements and lateral changes in the character of the rock can be recorded on a large-scale. The results from the 3D seismic survey make a significant contribution to improving the overall understanding of the geological history and allow a structural model to be derived, which can be used as a basis for hydrogeological modelling, for performance assessment and as input to planning of engineering projects.

The 3D seismic field measurements carried out between January and March 1997 placed tough requirements on the team performing the survey, in the sense that the reflection signals had to be recorded in a relatively densely populated and intensively farmed region. Almost 9'000 seismic source points distributed over the survey area were used, each recorded with 480 geophone stations divided over a strip of eight receiver lines. The field parameters were selected with the aim of efficient implementation in the field, while at the same time ensuring the best possible data quality. Symmetrical receiver line spacings of 180 m and station intervals of 30 m allowed the underground to be scanned on a regular grid of 15 by 15 m. Thanks to the relatively high multiple coverage of each underground area, it was usually possible to balance out the perturbing effect on data quality of near-surface water-saturated strata and deep Quaternary channel deposits. The 3D DMO stacking and 3D migration procedures applied during data processing contributed the most to the marked improvement in the signal to noise ratio of the recorded field data. The relatively wide usable frequency spectrum of about 10 to 85 Hz at the target horizon resulted in high quality imaging of the rock strata.

There is an excellent correlation between the 3D reflection seismic data measured from the surface and the geophysical data recorded in the Benken borehole. The synthetic seismogram derived from sonic and density logging in the borehole allows the reflection data to be calibrated accurately. In addition, the walkaway VSP helps to bridge local variations in quality in the 3D seismic dataset in the vicinity of the borehole and thus enables the high resolution measurements from the borehole to be extrapolated over the entire survey area. The values for the parameters *thickness*, *density* and *seismic wave propagation velocity* determined in the Benken borehole can be used as input to a modelling procedure which allows the interpreted reflection seismic data also to be analysed in terms of lithostratigraphy.

The high spatial resolution of the 3D seismics allows detailed analysis of geological structures down to a metre scale. The structural analysis was carried out using conventional amplitude displays in profile sections, from which faults and flexures with a vertical displacement of down to 10 m can be recognised directly. Coherence data and seismic attribute maps can be used to

identify even smaller structures. These structures, which have been made visible for the first time, throw new light on the interpretation of the local structural geology.

All the structural elements intersecting the Opalinus Clay host rock interval, including the Murchisonae Beds¹, which fulfil the criteria set for minimum lateral and vertical extent were illustrated and described in a catalogue. All faults, which displace the Opalinus Clay for at least 10 m and show lateral extent along strike of at least 150 m, have been quantified and mapped. The analysis confirms the almost undisturbed stratification of the host rock in the investigation area. It can generally be said that the degree of deformation is small down to the level of the Opalinus Clay layers and shows a general increase towards the Base Mesozoic. As a first approximation, three different tectono-stratigraphic units can be distinguished:

- Upper Mesozoic – Molasse: Faults with mappable displacement of all reflection horizons over larger distances can be identified only in the north-east of the survey area, in association with the Neuhausen fault.
- Lower Mesozoic: The base of the Mesozoic and the Triassic layers show small-scale deformation particularly in the south-west of the survey area. Compression structures are an indication of inversion tectonics and overprinting of basement structures in the period extending from the Middle to Late Triassic. Some of these inversion structures appear to have been slightly reactivated by extensional tectonics during the Liassic and lower Dogger. Local differences in thickness within the host rock are recognised and can be interpreted as a result of differential subsidence at the beginning of the deposition of the Opalinus Clay.
- Sub-Mesozoic: Interpretation of the Permo-Carboniferous sequence using the 3D reflection seismic image and the regional seismic profiles from 1991/92 allows a distinction to be drawn between the crystalline high zone penetrated in the Benken borehole and the WSW-ENE-striking Permo-Carboniferous trough (Weiach trough) in the southern part of the 3D survey area.

The main structures in the 3D survey area are the *high zone of Benken*, with its bounding elements of the *Rafz – Marthalen flexure* in the south and the *Wildensbuch flexure* in the north. In the north-east, the survey area is bordered by the *Neuhausen fault* already known from earlier regional investigations, in the east by the Trüllikon anticline and in the west by the Niderholz structural zone. The W-E striking Wildensbuch flexure is the most prominent structure in the central part of the survey area. This feature is made up of a flexure zone and individual en échelon fault elements; it runs around 700 m to the north of the Benken borehole and merges with the Neuhausen fault in the east. The fault elements associated with the Wildensbuch flexure have a maximum vertical displacement of around 17 m at the level of the Opalinus Clay.

As part of the seismo-stratigraphic analysis, an initial step involved calculating different attributes in order to visualise local changes in seismic character in various depth intervals. Based on the results from the Benken borehole, the lithostratigraphic conditions were then modelled at four selected points in the 3D survey area, from the top of the Effingen Beds to the lower Gipskeuper. This provided qualitative information on seismo-stratigraphic changes in the vicinity of the host rock and the surrounding confining units ("Rahmengesteine").

¹ In the Benken borehole, the Murchisonae Beds above the Opalinus Clay were found in a depth range from 538.84 to 558.52 m. From 539.70 m on, they are developed in the same clay facies as the Opalinus Clay. With the exception of the upper 0.86 m, the Murchisonae Beds are allocated to the potential host rock interval. The total thickness of the host rock is thus 112.34 m in the Benken borehole.

An existing regional model of seismic wave propagation velocities, supplemented with data from the Benken borehole, was used to calculate depth and thickness maps from the reflection times of the evaluated seismic horizons. The thickness map for the Opalinus Clay interval, including the Murchisonae Beds, indicates a general thickness of the strata between 105 and 125 m, with a gradual decrease towards the south-east. Further small-scale thickness variations within the range 90 to 140 m are associated with local tectonic structures.

RESUMÉ

La Nagra étudie les Argiles à Opalinus dans le nord-est de la Suisse comme roche d'accueil potentielle pour un dépôt géologique profond de déchets de haute activité et de moyenne activité à vie longue. En 1991/92, une série de profils de sismique réflexion 2-D ont été effectués dans le nord-est de la Suisse pour la reconnaissance régionale des roches sédimentaires mésozoïques. Sur cette base, une région d'environ 50 km² à stratification quasiment non perturbée a été délimitée dans la partie septentrionale du canton de Zurich. La campagne de sismique réflexion 3D réalisée en 1997 dans cette région a permis d'examiner en détail les conditions structurales et lithostratigraphiques des Argiles à Opalinus dans le domaine de profondeur souhaité de 400 à 900 m sous terre. Les résultats de cette campagne, conjointement à ceux du sondage de reconnaissance de Benken réalisé dans la même région en 1998/99, fournissent une base solide pour l'évaluation des conditions géologiques dans la région étudiée.

La méthode d'investigation appliquée permet de reconnaître à partir de la surface et de manière continue la disposition spatiale des couches sédimentaires. Les éléments structuraux et les variations latérales des caractéristiques de la roche peuvent être examinés à grande échelle. Les résultats contribuent à la connaissance générale de l'histoire géologique et permettent l'élaboration d'un modèle structural utilisé ensuite comme base pour des modélisations hydrogéologiques, les analyses de sûreté et les planifications techniques d'ingénierie.

Les mesures de la campagne de sismique 3-D effectuées de janvier à mars 1997 ont contraint les exécutants à des exigences organisationnelles élevées, car il a fallu mesurer les signaux de réflexion dans une région assez urbanisée et à forte utilisation agricole. Près de 9'000 points de source ont été répartis dans l'aire d'investigation, dotés chacun de 480 géophones répartis sur 8 lignes de mesures. Les paramètres de terrain ont été définis en vue d'une implantation efficace pour garantir une qualité optimale des données. Le sous-sol a pu être reconnu avec une maille régulière de 15 × 15 m, en utilisant des lignes de réception symétriques à 180 m de distance et un intervalle de 30 m entre les stations de mesure. Grâce à une superposition multiple relativement élevée de chaque maille souterraine, on a pu compenser en grande partie les effets partiellement perturbateurs de couches saturées en eau proches de la surface et de sillons profonds d'alluvionnement quaternaire. Au cours du traitement des données, les procédures de l'empilement (stacking) DMO-3D et de la migration 3-D ont fourni l'apport principal à l'amélioration du rapport signal/bruit des données brutes. Le spectre de fréquence relativement large utilisable sur l'horizon-cible, de 10 à 85 Hz environ, a permis une haute définition des couches sédimentaires.

La corrélation entre les horizons de réflexion obtenus à partir de la surface par la sismique 3-D et les données géophysiques mesurées dans le forage de reconnaissance de Benken est excellente. Le sismogramme synthétique dérivé des diagraphies sonique et de densité dans le forage permet un calibrage précis des horizons de réflexion. Le VSP-Walkaway aide en outre à surmonter des différences locales de qualité dans l'ensemble des données de sismique 3-D au voisinage du forage et permet ainsi d'extrapoler à toute la région des résultats très pointus mais ponctuels observés dans le forage de Benken. A l'aide des paramètres *épaisseur*, *densité* et *vitesse de propagation sismique* mesurés dans le forage, les horizons de réflexion sismique interprétés peuvent être évalués en termes lithostratigraphiques au moyen d'une modélisation.

La résolution spatiale élevée de la sismique 3-D permet une analyse détaillée des structures géologiques jusque dans le domaine du mètre. L'analyse des structures a été effectuée au moyen de représentations conventionnelles des amplitudes sur des coupes verticales, ainsi qu'à l'aide de calculs de cohérence et de cartes d'attributs sismiques. Les failles et les flexures ayant un rejet vertical d'au moins 10 m peuvent être directement identifiées sur les coupes. Les données

de cohérence et d'attributs permettent même d'identifier de plus petits rejets. De telles structures, rendues visibles pour la première fois grâce à la sismique 3-D, apportent des indications nouvelles pour l'interprétation de la géologie structurale locale.

Un catalogue illustre et décrit tous les éléments structuraux recoupant la roche d'accueil des Argiles à Opalinus et des Couches à Murchisonae¹ qui remplissent les critères minimaux d'extension latérale et verticale. Avec la présente évaluation on a saisi quantitativement et cartographié toutes les failles qui affectent les Argiles à Opalinus avec un rejet vertical d'au moins 10 m et une extension latérale d'au moins 150 m environ. L'évaluation confirme la situation quasiment non perturbée des couches de la roche d'accueil dans la région investiguée. De manière générale, on constate que le degré de déformation est faible au-dessus du Lias, et n'augmente systématiquement que vers la base du Mésozoïque. En première approximation, on peut distinguer trois étages tectono-stratigraphiques:

- Molasse – Mésozoïque supérieur: des failles à rejet identifiable sur de grandes distances et sur tous les horizons de réflexion n'ont pu être localisées que dans la partie nord-est de la région étudiée, le long de la faille de Neuhausen
- Mésozoïque inférieur: la base du Mésozoïque et les couches du Trias sont déformées à petite échelle, particulièrement dans la partie sud-ouest de la région étudiée. Des structures de compression indiquent une tectonique d'inversion et l'influence des structures du socle au moment du Trias moyen à tardif. Au cours du Lias et du Dogger précoce, certaines de ces structures d'inversion semblent avoir été légèrement réactivées par une tectonique d'extension. Des différences locales d'épaisseur de la roche d'accueil sont interprétées comme le résultat d'une subsidence différentielle au début du dépôt des Argiles à Opalinus.
- Domaine sub-mésozoïque: l'interprétation de la séquence permo-carbonifère par la sismique réflexion 3-D et des profils sismiques régionaux de 1991/92 effectués dans le voisinage permet une délimitation entre le socle cristallin surélevé au forage de reconnaissance de Benken et le fossé permo-carbonifère orienté WSW-ENE (fossé de Weiach) dans la partie sud de la région investiguée par la sismique 3-D.

Les structures principales de la région étudiée sont la *zone surélevée de Benken* délimitée par la *flexure de Rafz – Marthalen* au sud et la *flexure de Wildensbuch* au nord. Au nord-est, la région étudiée est délimitée par la *faille de Neuhausen*, déjà identifiée par des données régionales antérieures, à l'est par l'anticlinal de Trüllikon et à l'ouest par la zone à structures de Niderholz. La flexure de Wildensbuch orientée W-E, constitue la structure la plus marquante de la partie centrale de la région étudiée. Composée d'une zone de flexure et de divers éléments de faille en échelon elle passe environ 700 m au nord de forage de Benken et rejoint la faille de Neuhausen à l'est. Les éléments de faille de la flexure de Wildensbuch présentent un rejet vertical maximal d'environ 17 m au niveau des Argiles à Opalinus.

Dans le cadre de l'interprétation sismo-stratigraphique on a calculé des attributs différents pour visualiser les variations locales des caractéristiques sismiques à différents intervalles de profondeur. Ensuite, en se basant sur les résultats du forage de Benken, les conditions lithostratigraphiques ont été modélisées en quatre points de la région investiguée en 3-D, du toit des Couches d'Effingen jusqu'au Keuper à gypse inférieur. On a ainsi pu fournir des indications qualitatives sur des variations sismo-stratigraphiques au niveau de la roche d'accueil et des formations voisines.

¹ Dans le forage de reconnaissance de Benken, les Couches à Murchisonae surmontant les Argiles à Opalinus ont été rencontrées entre les profondeurs de 538.84 et 558.52 m. Dès 539.70 m, elles montrent le même faciès argileux que les Argiles à Opalinus. C'est pourquoi, à l'exception de ces 0.86 m supérieurs, les Couches à Murchisonae sont considérées comme roche d'accueil potentielle. L'épaisseur de cette dernière vaut 112.34 m au total dans le forage de Benken.

A l'aide d'un modèle régional des vitesses de propagation des ondes sismiques existant, complété par les données du forage de reconnaissance de Benken, on a élaboré des cartes de profondeur et d'épaisseur des horizons sismiques évalués. La carte d'épaisseur pour l'intervalle des Argiles à Opalinus et des Couches à Murchisonae montre une épaisseur située en général entre 105 et 125 m, avec une réduction progressive vers le sud-est. A petite échelle, des variations d'épaisseur allant de 90 à 140 m environ sont liés à des structures tectoniques locales.

INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung.....	I
Abstract	IV
Resumé	VII
Inhaltsverzeichnis.....	XI
Tabellenverzeichnis.....	XIII
Figurenverzeichnis	XIV
Beilagenverzeichnis	XVII
1 Einleitung.....	1
1.1 Untersuchungskonzept, Festlegung des Messgebiets und Zielsetzung.....	1
1.2 Vorgehen bei der Auswertung der Daten	4
2 Feldaufnahme und Datenverarbeitung.....	6
2.1 Das Prinzip der reflexionsseismischen Messmethode	6
2.2 Feldparameter und Messverfahren	9
2.3 Planung und Durchführung der Feldmessungen.....	13
2.3.1 Vorbereitungsarbeiten	13
2.3.2 Ablauf der Feldarbeiten	16
2.4 Datenverarbeitung.....	23
2.5 Ausgabe des fertig verarbeiteten Datensatzes	31
3 Korrelation mit der Sondierbohrung Benken.....	34
3.1 Herleitung des synthetischen Seismogramms.....	34
3.2 Vergleich mit dem Walkaway-VSP.....	34
3.3 Auswahl und Definition der lokalen seismischen Markerhorizonte.....	37
4 Strukturgeologische Auswertung.....	43
4.1 Korrelation mit den bestehenden regionalen seismischen Daten	43
4.2 Kartierung der seismischen Markerhorizonte.....	46
4.2.1 Vorgehen	46
4.2.2 Quantitative Abschätzung der erreichten Auflösungsgenauigkeit.....	47
4.3 Auswertung der nach Kohärenz berechneten Daten.....	52
4.4 Seismische Attributanalysen.....	55
4.5 Katalog der kartierbaren Strukturen im Wirtgestein.....	66

4.5.1	Allgemeines	66
4.5.2	Amplituden- (A-) Strukturen	68
4.5.3	Kohärenz- (C-) Strukturen	71
4.5.4	Dip- (D-) Strukturen	72
4.6	Lokales Strukturmodell	78
4.6.1	Einleitung	78
4.6.2	Strukturinventar	80
4.6.3	Kinematische Zusammenhänge	96
4.7	Tiefenkarten	100
5	Seismostratigraphische Auswertung	106
5.1	Beobachtete Amplitudenanomalien im Messgebiet	106
5.2	Seismische Modellierung	118
5.3	Interpretation der lithostratigraphischen Verhältnisse im Intervall Effinger Schichten bis unterer Gipskeuper	130
5.4	Isopachenkarte Opalinuston und Murchisonae-Schichten	135
6	Schlussfolgerungen	139
7	Verdankungen	144
8	Literaturverzeichnis	145
Anhang:	Erklärung der verwendeten Fachausdrücke	151

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 2.1:	Feldparameter der 3D-Seismikkampagne im Zürcher Weinland	11
Tab. 2.2:	Statistik der geplanten und realisierten Messpunkte.....	17
Tab. 2.3:	Aufzeitbohrungen im Messgebiet.....	22
Tab. 2.4:	Angewendete Datenverarbeitungsschritte und gewählte Parameter	25
Tab. 3.1:	Charakterisierung der in der Sondierbohrung Benken korrelierten seismischen Markerhorizonte	39
Tab. 4.1:	Kriterien zur Kartierung der strukturgeologischen Elemente.....	51
Tab. 4.2:	Liste aller beobachteten Störungen, die auf dem Niveau des Wirtgesteins in den Profilabbildungen direkt erkennbar und aufgrund ihres vertikalen Versetzungsbetrags von ≥ 10 m quantitativ auswertbar sind.....	67
Tab. 4.3:	Übersicht über sämtliche Intervallgeschwindigkeiten, die den Karten von Fig. 4.29 zugrunde liegen	101
Tab. 4.4:	Für die Glättung der Tiefenkarten verwendete Filter mit den entsprechenden Gewichtungen.....	105
Tab. 5.1:	Liste der seismostratigraphisch interpretierten Marker- und Hilfshorizonte	110
Tab. 5.2:	Übersicht der mit dem Programm Stratimagic berechneten Attributkarten	111
Tab. 5.3:	Modellierte Intervalle und Randbedingungen abgeleitet aus regionalen stratigraphischen Kenntnissen (H.R. Bläsi, pers. Kommunikation)	122

FIGURENVERZEICHNIS

Fig. 1.1a:	Geologische Übersicht und Lage des Untersuchungsgebiets Opalinuston Nordschweiz	2
Fig. 1.1b:	Geologisches Übersichtsprofil durch das Messgebiet der 3D-Seismik	3
Fig. 1.2:	Karte des Messgebiets im Zürcher Weinland	5
Fig. 2.1a:	Seismische Wellenausbreitung	7
Fig. 2.1b:	Mehrfachüberdeckung eines Untergrundpunkts	8
Fig. 2.1c:	Laufzeitkorrektur der seismischen Spuren und Stapelung	9
Fig. 2.1d:	Darstellung einer seismischen Profillinie	9
Fig. 2.2:	Flächendeckende Abtastung des Untergrunds bei der 3D-Seismik	10
Fig. 2.3:	Arbeitsablauf während der Feldmessungen	12
Fig. 2.4:	Messnetz: Planung und Ausführung	14
Fig. 2.5:	Auslage der Vibratorfahrzeuge	15
Fig. 2.6:	Karte des Messgebiets mit der erreichten Mehrfachüberdeckung pro Bin	19
Fig. 2.7:	Lage der Aufzeitbohrungen im Messgebiet der 3D-Seismik	20
Fig. 2.8:	Auswirkung der Datenverarbeitung	24
Fig. 2.9:	Frequenzanalyse eines Profilausschnitts	26
Fig. 2.10:	Frequenzspektren vor und nach der Datenverarbeitung	28
Fig. 2.11:	NMO-korrigierte seismische Spuren	29
Fig. 2.12:	Räumliche Positionierung eines Reflexionssignals (nach SHERIFF 1991)	30
Fig. 2.13:	Zeitscheibe durch den fertig verarbeiteten Datensatz	33
Fig. 3.1:	Synthetisches Seismogramm der Sondierbohrung Benken	35
Fig. 3.2:	Einbettung der ungefilterten Walkaway-VSP-Daten in die 3D-Seismik	36
Fig. 3.3:	W-E verlaufendes Korrelationsprofil	40
Fig. 3.4:	N-S verlaufendes Korrelationsprofil	41
Fig. 3.5:	Stratigraphische Einordnung der seismischen Markerhorizonte	42
Fig. 4.1:	Übereinstimmung der regionalen seismischen Profildaten von 1991/92 (links) mit dem 3D-seismischen Datensatz (rechts)	44
Fig. 4.2:	Vergleich der Abbildungsqualität des regionalen seismischen Profils 91-NO- 66 (oben) mit dem entsprechenden Ausschnitt aus dem 3D-seismischen Datensatz (unten)	45
Fig. 4.3:	Karte des Rasters der am Bildschirm interpretierten Profillinien («seedlines») für den seismischen Markerhorizont TOP _M	47
Fig. 4.4:	Erkennung einer Verwerfung am Beispiel eines Profilausschnitts nordöstlich der Sondierbohrung Benken	49
Fig. 4.5:	Uninterpretierte Kohärenzkarten im Bereich des Wirtgesteins	53

Fig. 4.6:	Vergleich von Amplituden- und Kohärenzdarstellungen einer Horizontscheibe im Unteren Muschelkalk	54
Fig. 4.7:	Attributanalysen der Oberkante der Murchisonae-Schichten	56
Fig. 4.8a:	Attributkarten des seismischen Markerhorizonts Top Lias: Illumination	59
Fig. 4.8b:	Attributkarten des seismischen Markerhorizonts Top Lias: Dip	60
Fig. 4.8c:	Attributkarten des seismischen Markerhorizonts Top Lias: Azimut	61
Fig. 4.9:	Eliminierung der regionalen Schichtneigung der interpretierten Horizonte im Zeitbereich	62
Fig. 4.10:	Einfluss kleiner Abweichungen vom Neigungswinkel der Korrektorebene auf die Azimut-Attributkarte	63
Fig. 4.11:	Uninterpretierte Dip-Attributkarten der seismischen Markerhorizonte im Intervall Basis Mittlere Malmmergel bis Top Stubensandstein-Formation	64
Fig. 4.12:	Uninterpretierte, kombinierte Dip- und Azimut-Attributkarten mit Angabe der Isochronen der seismischen Markerhorizonte im Intervall Basis Mittlere Malmmergel bis Top Stubensandstein-Formation	65
Fig. 4.13:	Strukturauswertung mit Hilfe des nach Kohärenz berechneten Datensatzes am Beispiel der Störung A7	70
Fig. 4.14:	Seismische Linie durch die Strukturzone 1 der Dip-Attribut-Interpretation	73
Fig. 4.15:	Seismische Linie durch die Strukturzone 2 der Dip-Attribut-Interpretation	75
Fig. 4.16:	Seismische Linie durch die Strukturzone 3 der Dip-Attribut-Interpretation	76
Fig. 4.17:	Seismische Linie durch die Strukturzone 4 der Dip-Attribut-Interpretation	77
Fig. 4.18:	Strukturelle Übersicht an der Basis des Mesozoikums	79
Fig. 4.19:	Übersicht über die Kartierung des submesozoischen Bereichs modifiziert nach MARCHANT (2000)	82
Fig. 4.20:	Nordrand des Weiach-Trogs	83
Fig. 4.21:	Horizontscheibe der Amplituden 5 ms unterhalb der Basis des Mesozoikums	85
Fig. 4.22:	Seismische Linie durch die Strukturzone von Niderholz	86
Fig. 4.23:	Strukturkarte der Basis des Mesozoikums mit reaktivierten Bruchabschnitten	87
Fig. 4.24:	Isopachenkarten in der Trias	88
Fig. 4.25:	Schematische Darstellung der tektonischen Entwicklung während der Trias bis zum untersten Dogger	89
Fig. 4.26a:	Crossline 1600, welche die Antiklinale von Trüllikon im Detail abbildet	92
Fig. 4.26b:	Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung der Antiklinale von Trüllikon anhand der Crossline 1600	93
Fig. 4.27:	3D-Ansicht der Wildensbucher Flexur und Neuhauser Störung	94
Fig. 4.28:	Lokale Abscherung	95
Fig. 4.29:	Regionale Intervallgeschwindigkeitskarten	102
Fig. 4.30:	Vorgehen bei der Tiefenumwandlung	104

Fig. 5.1:	Einfluss von Störeffekten auf die Verteilung der Amplitudenwerte im 3D-Seismikdatensatz	107
Fig. 5.2:	Attributanalyse im Oberen Keuper	112
Fig. 5.3:	Attributanalyse im Lias	113
Fig. 5.4:	Attributanalyse im Intervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten	115
Fig. 5.5:	Attributanalyse im mittleren Dogger	116
Fig. 5.6:	Attributanalyse im unteren Malm	117
Fig. 5.7:	Auf Treppenfunktionen basierendes synthetisches Seismogramm der Sondierbohrung Benken	119
Fig. 5.8:	Lithostratigraphische Deutung des Startmodells	121
Fig. 5.9:	Lage der vier modellierten Punkte abseits der Sondierbohrung Benken	122
Fig. 5.10:	Korrelation der modellierten seismischen Spur im Westen	125
Fig. 5.11:	Korrelation der modellierten seismischen Spur im Osten	127
Fig. 5.12:	Korrelation der modellierten seismischen Spur im Süden	128
Fig. 5.13:	Korrelation der modellierten seismischen Spur im Norden	129
Fig. 5.14:	Seismostratigraphische Änderungen von Westen nach Osten	130
Fig. 5.15:	Seismostratigraphische Änderungen von Norden nach Süden	131
Fig. 5.16:	Seismofazieller Wechsel im Dogger zwischen den Sondierbohrungen Weiach und Benken	136
Fig. 5.17:	Detailanalyse des seismofaziellen Wechsels im Dogger im Raum Eglisau	137
Fig. 5.18:	Isopachenkarte unterer Malm	138

BEILAGENVERZEICHNIS

- Beil. 1.1: Lage des Messgebiets der 3D-Seismik und der regionalen Seismiklinien 1:100'000
- Beil. 2.1: Lageplan der 3D-Seismik im Messgebiet Zürcher Weinland 1:50'000
- Beil. 2.2: Übersichtsprofil in N-S-Richtung 1:25'000
- Beil. 2.3: Übersichtsprofil in W-E-Richtung 1:25'000
- Beil. 4.1: Struktureologische Interpretation CROSSLINE 97-NO-1360 1:25'000
- Beil. 4.2: Struktureologische Interpretation CROSSLINE 97-NO-1460 1:25'000
- Beil. 4.3: Struktureologische Interpretation CROSSLINE 97-NO-1554 1:25'000
- Beil. 4.4: Struktureologische Interpretation CROSSLINE 97-NO-1660 1:25'000
- Beil. 4.5: Struktureologische Interpretation INLINE 97-NO-1340 1:25'000
- Beil. 4.6: Struktureologische Interpretation INLINE 97-NO-1427 1:25'000
- Beil. 4.7: Struktureologische Interpretation INLINE 97-NO-1520 1:25'000
- Beil. 4.8: Struktureologische Interpretation INLINE 97-NO-1600 1:25'000
- Beil. 4.9: Inventar der im Bereich des Wirtgesteins beobachteten Störungen A1 bis A3
- Beil. 4.10: Inventar der im Bereich des Wirtgesteins beobachteten Störungen A4 bis A8
- Beil. 4.11: Inventar der im Bereich des Wirtgesteins durch Kohärenzberechnung ermittelten Strukturen C1 bis C5
- Beil. 4.12: Inventar der im Bereich des Wirtgesteins durch Attributanalyse ermittelten Strukturzonen D1 und D2
- Beil. 4.13: Inventar der im Bereich des Wirtgesteins durch Attributanalyse ermittelten Strukturzonen D3 und D4
- Beil. 4.14: Perspektivische Darstellung der Störung A3b innerhalb der Wildensbucher Flexur
- Beil. 4.15: Tiefenkarte Top Malm 1:50'000
- Beil. 4.16: Tiefenkarte Basis Mittlere Malmmergel 1:50'000
- Beil. 4.17: Tiefenkarte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten 1:50'000
- Beil. 4.18: Tiefenkarte Top Lias 1:50'000
- Beil. 4.19: Tiefenkarte Top Stubensandstein-Formation 1:50'000
- Beil. 4.20: Tiefenkarte unterer Gipskeuper 1:50'000
- Beil. 4.21: Tiefenkarte Basis Mesozoikum 1:50'000
- Beil. 5.1: Isopachenkarte Opalinuston und Murchisonae-Schichten 1:50'000

1 EINLEITUNG

1.1 Untersuchungskonzept, Festlegung des Messgebiets und Zielsetzung

Nach Evaluation der in der Schweiz in Frage kommenden Sedimentgesteine hinsichtlich einer geologischen Tiefenlagerung hochaktiver Abfälle (NAGRA 1988 und 1991) konnte anfangs der Neunziger Jahre ein Untersuchungsgebiet für weitere Abklärungen der Wirtgesteinsoption Opalinuston abgegrenzt werden (Fig. 1.1a). Beim Opalinuston handelt es sich um eine Schichtabfolge von etwa 100 m Mächtigkeit. Er ist vor rund 180 Millionen Jahren durch Ablagerung feiner Tonpartikel in einem über weite Teile des Europäischen Kontinents verbreiteten Meer entstanden. Durch die nachfolgende Überlagerung weiterer Sedimente verdichtete sich der Opalinuston zum festen Gestein. An verschiedenen Orten in der Nordschweiz ist der Opalinuston an der Erdoberfläche aufgeschlossen, wo er stellenweise in Tongruben als Rohstoff abgebaut wird (LAMBERT 1997). Im Tafeljura, der im Untersuchungsgebiet mit rund drei bis sechs Grad nach Südosten unter das Molassebecken abtaucht, ist die Schichtlagerung des Opalinustons weiträumig ruhig und ungestört (Fig. 1.1b). Regionale Untersuchungen mit reflexionsseismischen Profilmessungen im Winter 1991/92 bestätigten, dass der Opalinuston besonders im Norden des Kantons Zürich einer nur geringen tektonischen Beanspruchung ausgesetzt war und im geeigneten Tiefenbereich vorkommt (NAGRA 1994 und NAEF et al. 1995). Diesen positiven Befund galt es mit lokalen, flächendeckenden Untersuchungen im Detail zu überprüfen, weshalb Mitte der Neunziger Jahre umfangreiche Erkundungsarbeiten bestehend aus einer 3D-Seismik-Messkampagne und einer Sondierbohrung begonnen wurden (LAMBERT 1995, LAMBERT et al. 1997 und NAGRA 1995). Die Feldmessungen der 3D-Seismik erfolgten zwischen Januar und März 1997. Die Sondierbohrung Benken wurde zwischen September 1998 und Mai 1999 abgeteuft.

Die 1991/92 gemessenen, regionalen reflexionsseismischen Profile (2D-Seismik) lieferten hoch auflösende vertikale Schnittbilder der geologischen Strukturen und bestätigten die generelle Eignung der Reflexionsseismik zur Erkundung der Sedimentgesteine in der Nordschweiz. Infolge der meistens mehrere Kilometer grossen Abstände zwischen den einzelnen Profilen verblieben bei der Auswertung und Interpretation der räumlichen Verhältnisse allerdings Unsicherheiten. Für die geplanten weiteren Abklärungen wurde ein Messverfahren eingesetzt, das eine lückenlose Erfassung des Untergrunds erlaubt. Das reflexionsseismische Messverfahren ist international vor allem von der Erdölindustrie weiterentwickelt worden, von den herkömmlichen Messungen entlang von Profilen hin zu flächendeckenden Felduntersuchungen (3D-Seismik). Diese für die Schweiz neuartige Anwendung (Kap. 2.1) erlaubt einen sehr detaillierten Einblick in die räumlichen Verhältnisse der Gesteinsschichten bis in grosse Tiefen. Sie liefert aufgrund der dreidimensionalen Erfassung des Untergrunds genaue Angaben über die Strukturen und gibt Hinweise auf die lithologischen Änderungen in den Gesteinsschichten. Aufgrund dieser deutlichen Vorteile gegenüber der konventionellen Profilmessung wurde die 3D-Seismik, trotz des für die Datenaufnahme erforderlichen grossen Feldaufwands, von der Nagra als wichtiger Bestandteil des Untersuchungsprogramms für die lokalen Abklärungen des Opalinustons im Zeitraum 1995 bis 2000 eingeplant (NAGRA 1995).

Im Zürcher Weinland liegt der Opalinuston im bautechnisch erschliessbaren und sicherheitstechnisch erforderlichen Tiefenbereich zwischen ca. 400 und ca. 1'000 m unter Terrain (NAGRA 1994). Die Festlegung des Messgebiets der 3D-Seismik (Fig. 1.2) erfolgte anhand der regionalen Strukturkarte der Basis des Opalinustons, basierend auf den Messungen von 1991/92 (NAEF & BIRKHÄUSER 1996). Der nordöstliche Rand des Messgebiets ist gegeben durch den bekannten generellen Verlauf der Neuhauser Störung, die das Gebiet tektonisch gegen den Hegau – Bodensee-Graben im Osten abgrenzt (Kap. 4.6). Südwestlich ist das Messgebiet durch den zunehmenden Einfluss der Fernschub-Tektonik (Abscherung an der Basis des Mesozoi-

kums) begrenzt. Umgeben von der Thur im Süden, der vom Rhein bestimmten Landesgrenze im Westen und dem Cholfirst im Norden erstreckt sich das Messgebiet über elf Gemeinden des Zürcher Weinlands und reicht an seiner östlichsten Ecke geringfügig in den Kanton Thurgau (Gemeindegebiet Mett – Oberschlatt).



Fig. 1.1a: Geologische Übersicht und Lage des Untersuchungsgebiets Opalinuston Nordostschweiz

Das regionale Untersuchungsgebiet Opalinuston Nordostschweiz liegt im tektonisch ruhigen Übergangsbereich zwischen Molassebecken und Tafeljura. Im Norden des Kantons Zürich (Zürcher Weinland) wurde Mitte der Neunziger Jahre ein Gebiet für die Durchführung der 3D-Seismikkampagne und einer Sondierbohrung zur lokalen Erkundung der Schichtabfolge des Deckgebirges abgegrenzt.

Zur geologischen Interpretation der Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen, für die lithostratigraphische Auswertung und die Tiefenumrechnung bedarf es der direkten Information über den Gesteinsuntergrund anhand von Sondierbohrungen. Im vorliegenden Fall standen in nächster Umgebung des Messgebiets die früheren Bohrungen Weiach, Siblingen und Herdern zur Verfügung (Beil. 1.1). Mit der zusätzlichen Sondierbohrung in Benken, die zwischen Herbst 1998 und Frühjahr 1999 im zentralen Teil des Messgebiets abgeteuft wurde, konnten die geologischen, hydrogeologischen, geochemischen und felsmechanischen Verhältnisse der Sedimentgesteine für das Messgebiet spezifisch erfasst werden (NAGRA 2001). Mit der 3D-Seismik können die Kennwerte *Mächtigkeit* und *akustische Impedanz* (Produkt aus Dichte und seismischer Wellenausbreitungsgeschwindigkeit) der dort erbohrten Gesteinsschichten von der an sich eindimensionalen Sondierbohrung auf das rund 50 km² grosse Messgebiet übertragen werden.

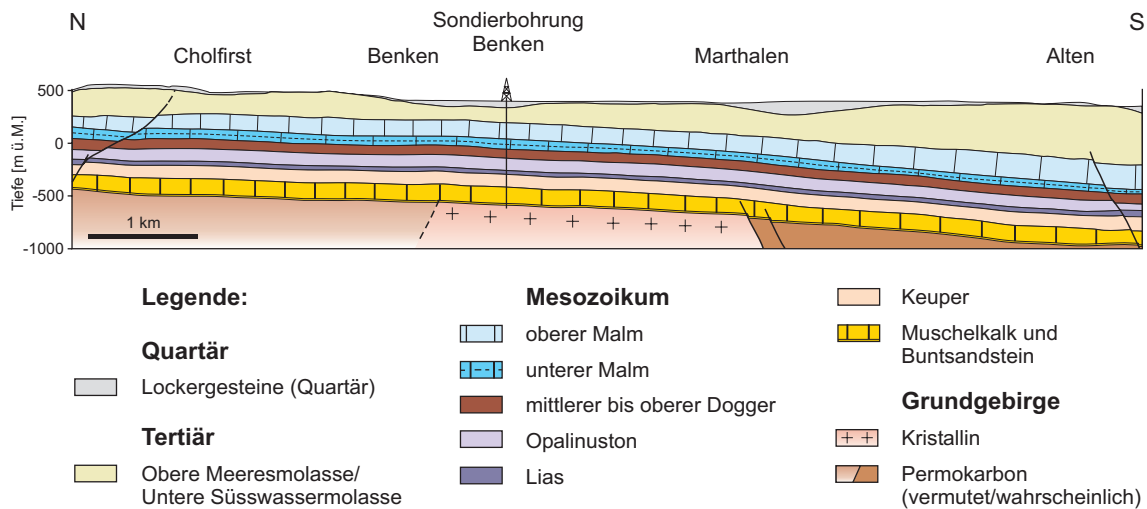


Fig. 1.1b: Geologisches Übersichtsprofil durch das Messgebiet der 3D-Seismik

Die mesozoischen Sedimentschichten sind generell um 3 bis 6 Grad gegen Südosten geneigt und tauchen unter das Molassebecken ab.

Die Zielsetzung für die Messkampagne der 3D-Seismik wurde aus den bereits dargelegten Überlegungen im Rahmen des übergeordneten Untersuchungskonzepts abgeleitet (NAGRA 1995). Primär galt es, die mesozoischen Sedimentgesteine und insbesondere die Opalinuston-schichten im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland im Detail zu erkunden. Mit Hilfe der 3D-Seismik sollten geologische Strukturen (Verwerfungen, Flexuren etc.), welche die Lagerung des Wirtgesteins Opalinuston wesentlich beeinflussen (Versatz > ca. 15 m), räumlich erfasst und kartiert werden. Kleinere, im Grenzbereich des seismischen Auflösungsvermögens (Kap. 4.2.2) liegende Strukturen und fazielle Änderungen im Bereich des Wirtgesteins sollten mit Bildverarbeitungsmethoden visualisiert und qualitativ ausgewertet werden. Die bei der Planung festgelegten Projektziele für die Durchführung der Feldmessungen und Auswertung der Daten lauteten:

- 1) Lückenlose Abbildung der mesozoischen Sedimentgesteine im Tiefenbereich von ca. 250 bis 1'200 m unter Terrain
- 2) Erfassung und räumliche Lokalisierung aller Strukturen (Brüche und Flexuren) innerhalb der abgebildeten Sedimentschichten mit einer vertikalen Verschiebung der Gesteinsschichten von mehr als ca. 15 m ($\frac{1}{4}$ der dominanten seismischen Wellenlänge)
- 3) Visualisierung von Strukturen im Bereich des Opalinustons und der angrenzenden Schichten mit kleineren Verschiebungsbeträgen von ca. 8 bis 15 m ($\frac{1}{8}$ bis $\frac{1}{4}$ der dominanten seismischen Wellenlänge)
- 4) Abklärung der Mächtigkeitsverteilung und Analyse der seismisch erkennbaren faziellen Änderungen im Bereich des Wirtgesteins und der darüber- und darunterliegenden Rahmengesteine
- 5) Laterale Extrapolation der Bohrbefunde über das gesamte Messgebiet.

Das Messverfahren der 3D-Seismik, die Durchführung und Auswertung der Feldmessungen im Zürcher Weinland und die wichtigsten Erkenntnisse dieser Untersuchungen wurden in BIRKHÄUSER & GRAF (2000) und BIRKHÄUSER et al. (2000) zusammengefasst. Der vorliegende Technische Bericht liefert eine vollständige Diskussion der Untersuchungsergebnisse einschliesslich der seismostratigraphischen Auswertung (Kap. 5). Die Ausführungen konzen-

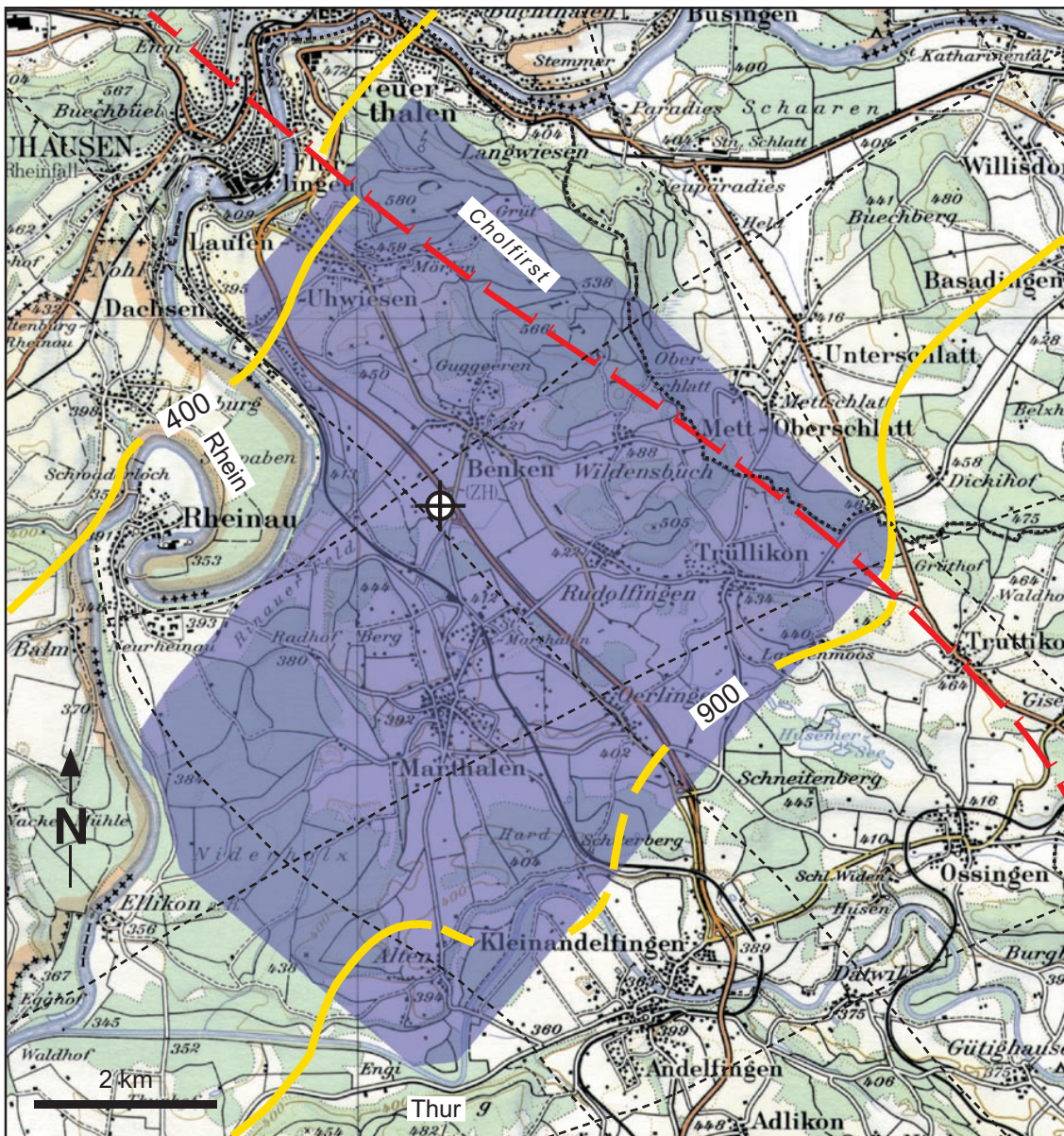
trieren sich auf die Wirtgesteinsoption Opalinuston sowie die darüber- und darunterliegenden Rahmengesteine; es wird auch stets Bezug genommen auf die tektonischen und lithostratigraphischen Zusammenhänge des gesamten Schichtstapels der erfassten Sedimentgesteine. Spezifische Fachausdrücke, die im vorliegenden Bericht verwendet werden, sind im Anhang erläutert.

1.2 Vorgehen bei der Auswertung der Daten

In der Schweiz werden seit über zwanzig Jahren reflexionsseismische Profildaten erhoben und ausgewertet. Mehrere publizierte Berichte erläutern das Vorgehen bei der Auswertung solcher Daten (SPRECHER & MÜLLER 1986, DIEBOLD et al. 1991 und NAEF et al. 1995). Mit dem Schritt von der seismischen Profildatenerhebung zur räumlichen seismischen Untersuchung des Untergrunds werden Erfassungslücken geschlossen und eröffnen sich neue Möglichkeiten, die eine genauere Untersuchung der Gesteinsschichten erlauben. Die 3D-seismischen Datensätze können am Computer beliebig dargestellt werden und in Form unterschiedlich durchs Gebiet verlaufender vertikaler Schnittbilder (Profile), horizontaler Schnittebenen (Zeitscheiben) oder entlang der ausgewerteten seismischen Horizonte (Horizontkarten), resp. in Schnitten parallel dazu (Horizontscheiben) am Bildschirm untersucht werden. Die Daten können in jedem gewünschten Massstab dargestellt und bis an die Grenzen der physikalischen Auflösungs-genauigkeit ausgewertet werden.

Die Auswertung des vorliegenden Datensatzes wurde gemäss Arbeitsprogramm (BIRKHÄUSER & GRAF 1996) in zwei Phasen aufgeteilt:

- 1) Eine strukturgeologische Interpretation (s. Kap. 4), die grösstenteils noch vor Abschluss der Sondierbohrung Benken im Sinne eines Vorhersagetests («blind prediction test») durchgeführt wurde (BIRKHÄUSER et al. 1999), umfassend:
 - ♦ Korrelation mit den bestehenden regionalen seismischen Daten
 - ♦ Kartierung der regionalen seismischen Markerhorizonte
 - ♦ Auswertung der nach Kohärenz berechneten Daten
 - ♦ Seismische Attributanalyse
 - ♦ Analyse des lokalen Strukturinventars
- 2) Eine seismostratigraphische Interpretation (s. Kap. 5), die nach Abschluss der Sondierbohrung Benken durchgeführt wurde, umfassend:
 - ♦ Korrelation mit den Daten der Sondierbohrung Benken
 - ♦ Auswahl und Definition der lokalen seismischen Markerhorizonte
 - ♦ Laterale Extrapolation der Bohrbefunde
 - ♦ Seismostratigraphische Auswertung
 - ♦ Tiefenumwandlung und Ausgabe von Tiefenkarten der ausgewerteten Markerhorizonte
 - ♦ Berechnung der Isopachenkarte des potentiellen Wirtgesteins



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie (BA013609)



Fig. 1.2: Karte des Messgebiets im Zürcher Weinland

Das Messgebiet der 3D-Seismik wurde anhand der Ergebnisse der 1991/92 registrierten reflexionsseismischen Profilmessungen festgelegt, mit dem Ziel, die Opalinustonschichten in tektonisch ruhigem Gebiet sowie im bautechnisch erschliessbaren und sicherheitstechnisch erforderlichen Tiefenbereich zwischen 400 und 900 m unter Terrain zu erfassen.

2 FELDAUFNAHME UND DATENVERARBEITUNG

2.1 Das Prinzip der reflexionsseismischen Messmethode

Dieses Kapitel soll dem fachlich weniger versierten Leser einen Überblick über die Prozesse und Verfahrensschritte geben, die es erlauben, mit der reflexionsseismischen Messmethode den Gesteinsuntergrund abzubilden. Die hier zusammengefassten Erklärungen gehen nicht auf die Details der Methode ein, sollten aber ausreichen, um die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Ausführungen zur Reflexionsseismik nachvollziehen und die Aussagekraft der jeweiligen Schlussfolgerungen beurteilen zu können. Wer sich eingehender mit den theoretischen Grundlagen der Reflexionsseismik auseinandersetzen möchte, sei auf die Fachliteratur verwiesen. Eine gute Einführung liefert das Grundlagenwerk von DOBRIN (1976) über die geophysikalischen Prospektionsmethoden oder die Werke von ANSTEY (1977) und BADLEY (1985) über die Auswertung reflexionsseismischer Daten. Die spezifische Anwendung der reflexionsseismischen Messmethode für Abklärungen hinsichtlich der geologischen Tiefenlagerung durch die Nagra ist ausführlich beschrieben in SPRECHER & MÜLLER (1986) sowie SPRECHER (1987). Zur Vertiefung in die Technik der 3D-Seismik wird folgende Literatur empfohlen: VERMEER (1990) und STONE (1994).

Bei der reflexionsseismischen Messmethode wird die Lage der unterschiedlichen Gesteinsschichten des Untergrunds, ähnlich wie die Tiefe des Meeres- oder des Seebodens beim Echolotverfahren in der Schifffahrt, von der Oberfläche aus durch Erzeugung künstlicher Erschütterungen und Empfang der reflektierten Anteile der angeregten elastischen (seismischen) Wellen bestimmt. Bei Messungen an Land erfolgt die Anregung durch sprengtechnische Erschütterungen, mittels Fallgewichten oder durch Vibratoren. Die Wellenfronten pflanzen sich in erster Näherung kugelförmig durch die Gesteinsschichten in die Tiefe fort. In Fig. 2.1a ist dies anhand der sich ausbreitenden Wellenfronten (konzentrische Kreise) und den dazu senkrecht stehenden Wellenstrahlen (Pfeile in Ausbreitungsrichtung) im Profilschnitt schematisch dargestellt.

Die seismischen Wellen breiten sich je nach Gesteinsart mit unterschiedlicher Geschwindigkeit (v) aus und werden an den Grenzen zwischen Gesteinen unterschiedlicher Dichte (ρ), die eine unterschiedliche akustische Impedanz ($\rho \cdot v$) aufweisen, teilweise reflektiert (Fig. 2.1a). Der reflektierte Wellenstrahl taucht unter demselben Winkel wieder auf, wie der abtauchende Wellenstrahl an der Gesteinsschichtgrenze eintrifft. Die zurückgeworfenen Wellenanteile werden an der Erdoberfläche mit Geofonen registriert und in elektrische Signale umgewandelt. Die elektrischen Signale werden im Messwagen als digitale Daten gespeichert. Da aufgrund der Geometrie der Feldauslage bevorzugt nur die reflektierten Wellenanteile registriert werden (z. B. werden die durch die direkte Welle erzeugten Bodenbewegungen schon bei der Registrierung durch Parallelschaltung mehrerer Geofone teilweise unterdrückt), wird das Messverfahren als Reflexionsseismik bezeichnet. Oft wird nur die Kurzform "Seismik" verwendet.

Durch die Beschränkung der Länge der Messauslage werden im Allgemeinen nur die im Steilwinkelbereich reflektierten seismischen Wellen registriert. Beim hier angewendeten Verfahren waren nur die reinen Kompressionswellenanteile (p-Wellen) von Interesse, weshalb nur vertikal orientierte Einkomponenten-Geofone verwendet worden sind.

Durch sukzessive Verschiebung der Messauslage an der Oberfläche werden mehrfach Signale registriert, die jeweils am selben Untergrundpunkt reflektiert worden sind (Fig. 2.1b). Die gemessenen Daten werden durch Zuordnung zum zentral zwischen den entsprechenden Anregungspunkten und Geofonstationen liegenden Untergrundpunkt CDP («Common Depth

Point») sortiert, damit die Mehrfachüberdeckung für die Signalverbesserung ausgenutzt werden kann.

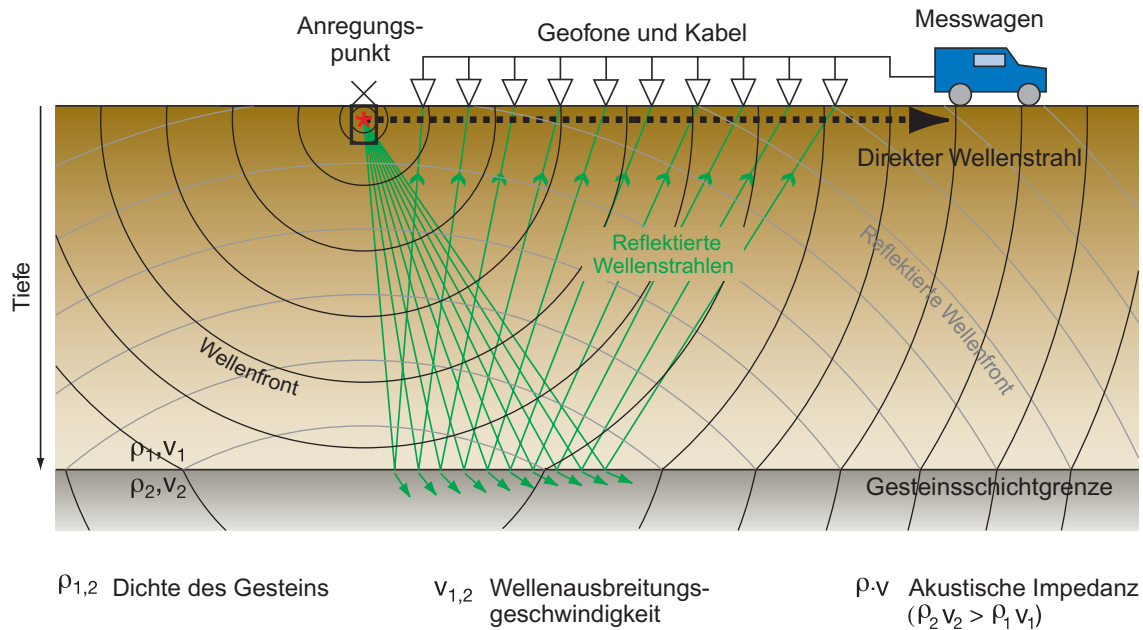


Fig. 2.1a: Seismische Wellenausbreitung

Die Wellenfronten breiten sich kugelförmig von der Oberfläche durch die Gesteinsschichten in die Tiefe fort (dunkelgraue Kreislinien) und werden an den Gesteinsschichtgrenzen gebrochen und teilweise reflektiert (hellgraue Kreislinien).

Werden die zu einem CDP gehörenden Daten in Abhängigkeit von der Laufzeit der Wellen und der Entfernung zwischen Anregungspunkt und Geofonstation in einem Laufzeitdiagramm aufgezeichnet (Fig. 2.1c, links), so liegen die registrierten Einsätze der reflektierten Wellen (RW) auf einer gekrümmten Laufzeitkurve (Reflexionshyperbel). Bei den mitregistrierten Störsignalen (z. B. Einsätze der direkten Welle, DW) zeigt sich jedoch ein anderes Laufzeitverhalten. Bei der Datenbearbeitung werden die Laufzeiten entsprechend der Reflexionshyperbel korrigiert (Fig. 2.1c, Mitte), so dass die korrigierten Einsätze der reflektierten Wellen (RW') jeweils die Laufzeit aufweisen, die gemessen würde, wenn Anregungspunkt und Empfänger beide auf der Zentralspur (direkt über dem CDP, senkrecht zur abgebildeten Gesteinsschichtgrenze, s. Fig. 2.1b) positioniert gewesen wären («Normal Move Out»-Korrektur, NMO). Im Laufzeitdiagramm entspricht dies der hypothetischen seismischen Spur mit Null Meter Entfernung zwischen Anregungspunkt und Sender (0 m). Die Zentralspur wird deshalb auch als «Zero Offset»-Spur bezeichnet. Bei der folgenden Addierung (Fig. 2.1c, rechts) der gemessenen Amplituden (Stapelung) wird das an sich schwache Nutzsignal der reflektierten Wellen gegenüber den verschiedenen Störsignalen (direkte Welle, Rauschen etc.) wesentlich verstärkt. Die resultierende gestapelte seismische Spur zeigt den deutlichen Einsatz der von der Gesteinsschichtgrenze reflektierten Welle (Reflexionseinsatz) mit der «Zero Offset»-Laufzeit. Bei genügender Kenntnis der gesteinspezifischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten kann aus der Laufzeit der reflektierten Welle die Tiefenlage der reflektierenden Gesteinsschichtgrenze bestimmt werden. Aus der Intensität (Amplitude) des durch die Geophone registrierten Signals können zusätzlich Kenntnisse über den akustischen Impedanzkontrast an der Gesteinsschichtgrenze gewonnen werden. Je grösser der akustische Impedanzkontrast, desto grösser die Amplitude. Durch positive akustische Impedanzkontraste verursachte Amplituden werden auf der rechten Seite der seismischen Spur schwarz eingefärbt dargestellt.

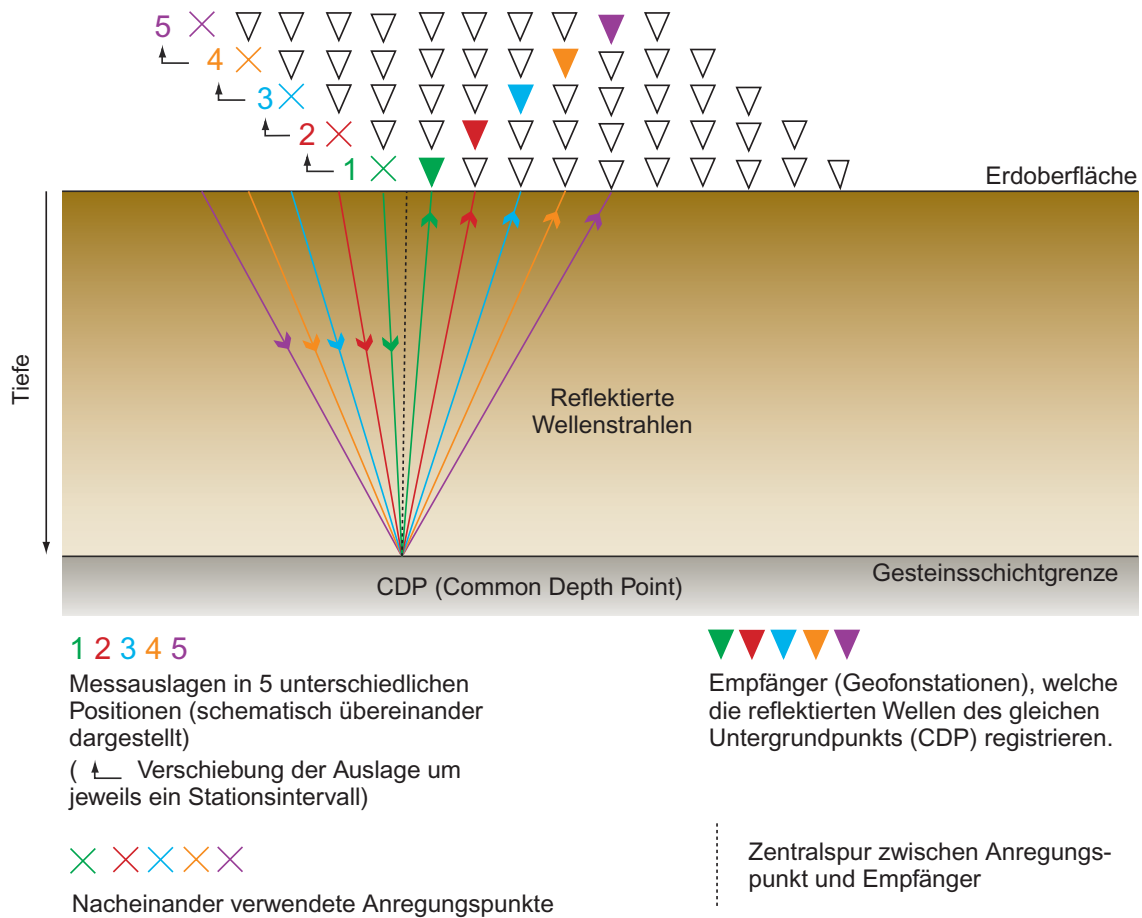


Fig. 2.1b: Mehrfachüberdeckung eines Untergrundpunkts

Die Mehrfachüberdeckung ergibt sich aus der Anzahl der Geofonstationen, welche die reflektierten Wellen des gleichen Untergrundpunkts (CDP) registrieren und der Anzahl zugehöriger Anregungspunkte. Da die Mehrfachüberdeckung an jeweils einem Untergrundpunkt relativ gering ist, werden die registrierten Signale mehrerer Untergrundpunkte innerhalb vorgegebener Bereiche (Bins) zusammengefasst.

Entgegen der vereinfachten schematischen Darstellungen in Fig. 2.1a bis 2.1c werden Reflexionseinsätze im Allgemeinen nicht nur von *einer* Gesteinsschichtgrenze, sondern von einer grossen Anzahl übereinanderliegender reflektierender Gesteinsschichtgrenzen (Reflexionshorizonte) registriert, in Abhängigkeit vom vertikalen Aufbau des untersuchten Schichtenstapels. Werden alle gestapelten seismischen Spuren entlang einer Messlinie nebeneinander dargestellt, so entsteht eine "gestapelte" Profillinie (Fig. 2.1d, links). Die darin dargestellten «Zero Offset»-Spuren repräsentieren Wellenstrahlen, die senkrecht auf den reflektierenden Gesteinsschichtgrenzen stehen. Sie sind nur im oben beschriebenen einfachen, ebenen Schichtenfall vertikal orientiert. Im Falle geneigter Schichten kann die wahre räumliche Lage der reflektierenden Gesteinsschichtgrenzen mit den «Zero Offset»-Spuren nicht eindeutig wiedergegeben werden. Ein weiterer wesentlicher Schritt der Datenverarbeitung (Kap. 2.4) besteht deshalb darin, mit Hilfe eines mathematischen Bearbeitungsprozesses, der sogenannten Migration (YILMAZ 1987), die geometrische Lage der Reflexionshorizonte korrekt abzubilden. Ein entsprechendes Beispiel ist in Fig. 2.1d (rechts) angefügt.

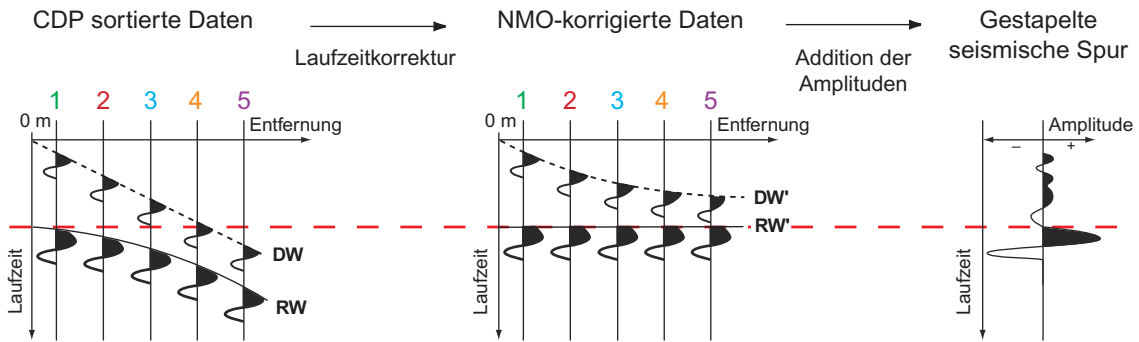


Fig. 2.1c: Laufzeitkorrektur der seismischen Spuren und Stapelung

Die Laufzeiten werden entsprechend der Zunahme des von den reflektierten Wellen zurückgelegten Wegs zwischen Anregungspunkt und Empfänger korrigiert. RW = registrierte Einsätze der reflektierten Wellen; DW = registrierte Einsätze der direkten Welle; RW', DW' = Einsätze nach der Laufzeitkorrektur. Bei der folgenden Stapelung werden die Amplituden aufaddiert.

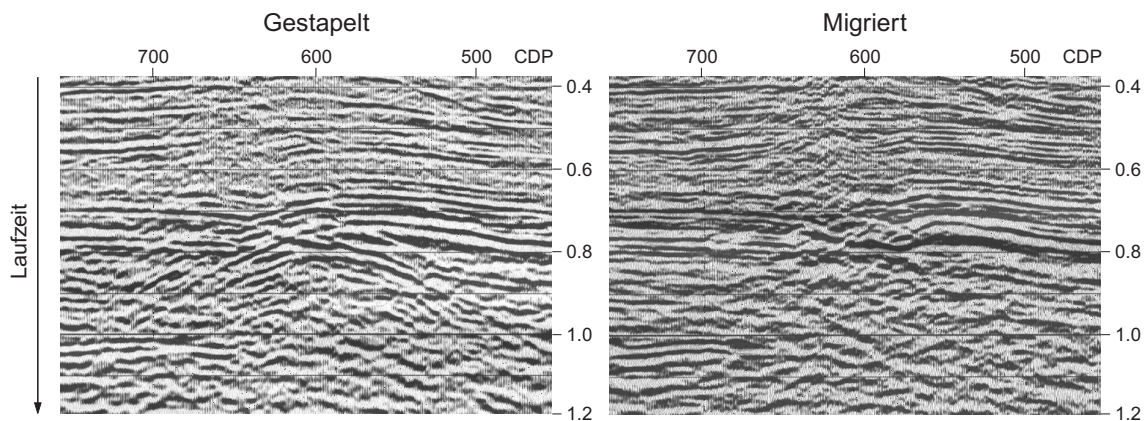


Fig. 2.1d: Darstellung einer seismischen Profilinie

Gestapelte seismische Spuren (links) und migrierte Version mit der korrekten Wiedergabe der Lage der reflektierenden Gesteinsschichtgrenzen (rechts) am Beispiel eines Ausschnitts der Profilinie 91-NO-62 über das Baden – Irchel – Herdern-Lineament.

2.2 Feldparameter und Messverfahren

Wird der Untergrund nach dem Verfahren herkömmlicher 2D-Seismik ausschliesslich entlang einzelner Profilinien untersucht, so kann die Lage der Gesteinsschichten an einem beliebigen Punkt im Raum nur grossräumig durch Interpolation der Profildaten bestimmt werden. Aufgrund der Datenlücken zwischen den Profilinien können Strukturen, deren Ausdehnung geringer ist als das Messlinienintervall, nicht kartiert werden. In der Nordschweiz liegen die bisher gemessenen seismischen Profilinien meistens mehrere Kilometer auseinander. Für die Detailuntersuchung im Zürcher Weinland kamen zwei Möglichkeiten in Betracht – Verdichtung des bestehenden Messnetzes oder Anwendung des 3D-seismischen Messverfahrens. Aufgrund der besseren räumlichen Auflösung wurde entschieden, die wesentlich aufwändigere 3D-Seismik einzusetzen, da nur diese Methode ein ausreichend detailliertes Bild der Strukturen im Untergrund liefern kann.

Das physikalische Messprinzip der 3D-Seismik ist dasselbe wie bei den 2D-Profilmessungen, jedoch wird nicht mehr entlang einzelner Messlinien, sondern flächendeckend gearbeitet (Fig. 2.2). Dadurch ist es möglich, die Neigungen der Gesteinsschichten in allen Richtungen zu erfassen und ihre räumliche Position wiederzugeben. Das 3D-seismische Messverfahren wird seit mehr als fünfzehn Jahren in verschiedenen Ländern, vor allem in der Erdölindustrie angewendet. In der Schweiz wird dieses Verfahren nach einem ersten Test in den achtziger Jahren erst seit kurzer Zeit im Rahmen kleinräumiger, rein wissenschaftlicher Forschungsprojekte eingesetzt (BÜKER et al. 1998a und b, BÜKER et al. 2000).

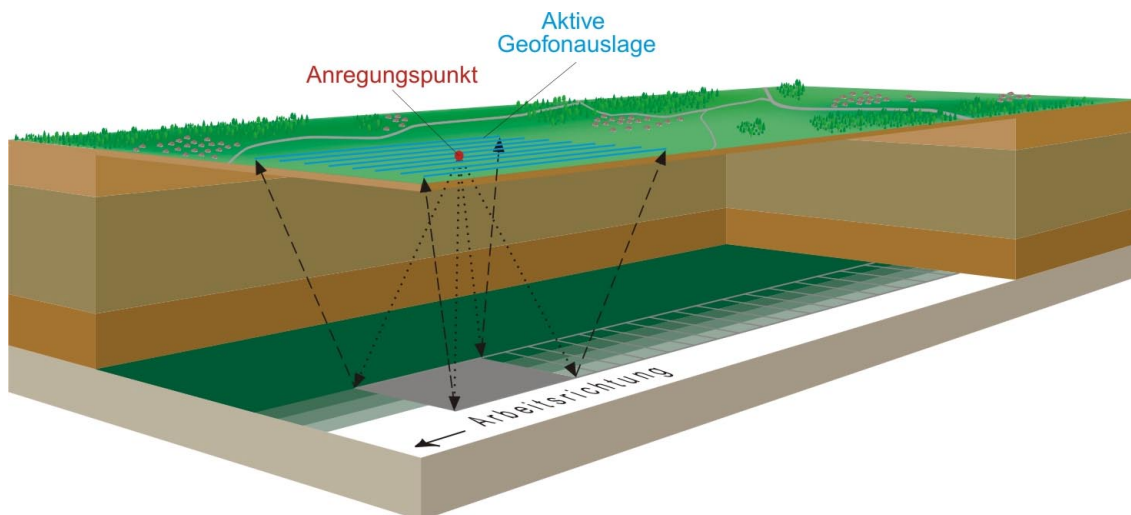


Fig. 2.2: Flächendeckende Abtastung des Untergrunds bei der 3D-Seismik

Die Gesteinsschichten im Untergrund werden in sich überdeckenden Flächensegmenten abgetastet (im vorliegenden Fall wurde eine 20-fache Mehrfachüberdeckung angestrebt), hier schematisch dargestellt an einer einzelnen Schichtgrenze. Durch die gleichzeitige Abtastung aller darüber- und darunterliegenden Schichten bis in grosse Tiefen entsteht eine dreidimensionale Abbildung des Untergrunds.

Zur Planung der Feldparameter (Tab. 2.1) konnte nicht auf Erfahrungswerte früherer Messungen zurückgegriffen werden, da es sich hier um die erste grossräumige 3D-Seismik-kampagne in der Schweiz handelte. Zur Festlegung der wichtigsten Feldparameter wurden deshalb Modellrechnungen durchgeführt (MARSCHALL et al. 1995), die anhand der 2D-seismischen Messergebnisse von 1991/92 aus dem Untersuchungsgebiet verifiziert wurden (GRAF & ROTH 1995). In Ergänzung dieser theoretischen Überlegungen wurden auch operationelle Aspekte berücksichtigt, um neben einer guten Datenqualität auch eine effiziente Feldmesskampagne sicherzustellen. Für eine optimale Abbildung der Sedimentgesteine im gewünschten Tiefenbereich von ca. 250 bis 1'200 m u.T. musste ein relativ geringer Abstand von nur 180 m zwischen den Geofonlinien gewählt werden sowie zwischen den senkrecht dazu verlaufenden Linien, entlang derer die Anregungspunkte angeordnet sind.

Tab. 2.1: Feldparameter der 3D-Seismikkampagne im Zürcher Weinland

Aufnahmedatum	Januar bis März 1997
Messinstrument	SERCEL SN388, Model 007
Magnetbandformat	SEG-D 8058, demultiplexed
Dauer der Aufzeichnung	4 s
Abtastrate	2 ms
Verstärkung	12 dB
Frequenzfilter	Tiefschnitt: aus Hochschnitt: 200 Hz, 370 dB/Oktave
Empfänger	Geofone, Sensor SM4U, 10 Hz, Model B in AMG-Gehäuse
Anzahl aktiver Kanäle pro Registrierung	480 (8 Geofonlinien mit je 60 Geofonstationen pro Auslage)
Geofone pro Station	18 (2 × 9) linear über 30 m verteilt
Abstand der Geofonstationen	30 m
Abstand der Geofonlinien	180 m
Anregungsart	Sprengseismik / Vibrationsseismik
Abstand der Anregungspunkte	30 m
Abstand der Anregungslinien	180 m
Vibratoren	Mertz M10 (Peak Force: 7'012.5 kg)
Anzahl der Vibratoren	3 (1 Ersatz)
Fahrzeugabstand	10 m
Steuersignal (Sweep)	10 – 100 Hz, 12 s (non-linear, 3 dB/Oktave) und 24 s (Random Sweep), 60 – 80 % Peak Force Drive Level
Vibratorsteuerung	SERCEL VE416 DSD
Vertikalstapelung pro Vibrations punkt (VP)	6 Sweeps pro VP (5 m Verschiebungsdistanz zwischen jedem Sweep)
Sprengstoff	Telsit S 25/300
Anzahl Schusslöcher pro Anregungspunkt	1 oder 3
Tiefe und Ladung der Schusslöcher	Ein 6 bis 12 m tiefes Bohrloch (600 g) oder drei 2.5 m tiefe Bohrlöcher in je 10 m Abstand (je 200 g)
Verdämmung	Splitt und Bentonit
Nominaler Überdeckungsgrad	20-fach
Bingrösse	15 × 15 m

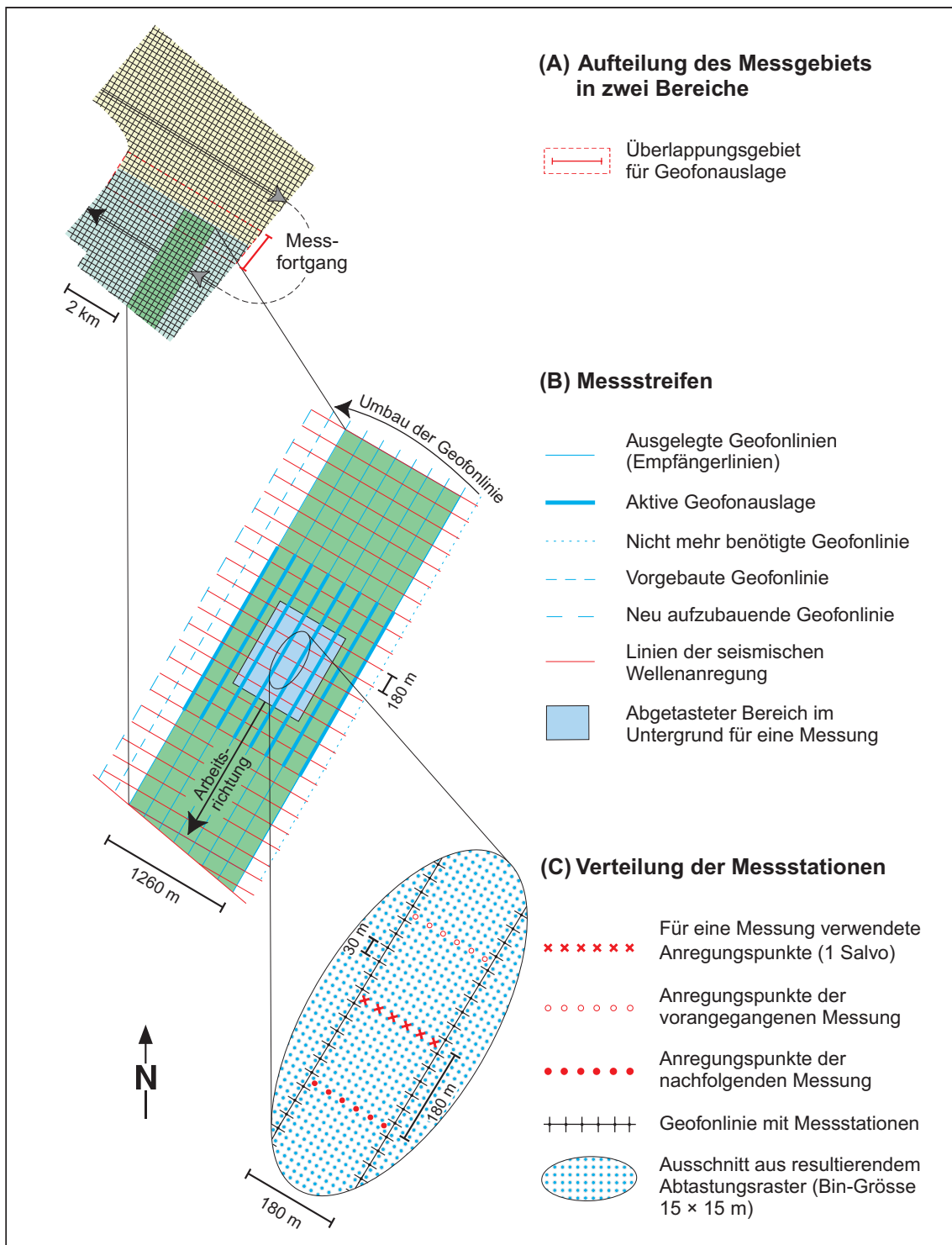


Fig. 2.3: Arbeitsablauf während der Feldmessungen

Schematische Darstellung des Messnetzes, der Auslegeordnung der Messlinien, der Verteilung der Messstationen und des resultierenden Rasters der abgetasteten Untergrundpunkte. Während des Messvorgangs entlang eines Messstreifens (grüne Fläche) wurde kontinuierlich je eine Geofonlinie umgebaut, damit nach Abschluss dieses Messstreifens der folgende – um 180 m verschoben – ohne Unterbruch in Angriff genommen werden konnte. Innerhalb eines Messstreifens wurden die zwischen den zentralen Geofonlinien liegenden Anregungspunkte in Arbeitsrichtung abgearbeitet.

Fig. 2.3 zeigt den Arbeitsablauf während der Feldmessungen. Das gesamte Messgebiet war in zwei Bereiche aufgeteilt (A), die im Zeitraum von drei Monaten nacheinander abgearbeitet wurden. Die Messung erfolgte jeweils entlang eines 1260 m breiten Messstreifens (B). Für die aktive Auslage (dicke blaue Linien) wurden 8 Geofonlinien verwendet. Zur Registrierung der reflektierten seismischen Wellen einer zentralen Gruppe von 6 Anregungspunkten (1 Salvo) wurden 480 Geofonstationen mit je 18 Geofonen verwendet. Alle 30 m entlang der Geofonlinien wurde eine Geofonstation ausgelegt (C). Die Geofone wurden in regelmässigen Abständen von ca. 1.7 m dazwischen verteilt. Nach jeder Aufzeichnung eines Salvos wurde die aktive Geofonauslage um 180 m (Abstand zwischen den Anregungslinien) in Arbeitsrichtung verschoben. Dies geschah elektronisch durch Zuschalten bereits ausgelegter Geofone. Dann konnten die nächstfolgenden 6 Anregungspunkte aufgezeichnet werden. War ein Messstreifen aufgezeichnet, so konnte der nächste Streifen – um ein Geofonlinienintervall (180 m) verschoben – gemessen werden.

Mit den gewählten Feldparametern wurde der Untergrund mit einem regelmässigen Raster mehrfach überdeckter Untergrundbereiche (Bins) von 15×15 m Maschenweite abgetastet. Durch die schrittweise Verschiebung der Messauslage wird jedes Bin mehrmals gemessen (vgl. Fig. 2.1b) und zwar zwischen verschiedenen Anregungspunkten und Geofonstationspositionen und zu unterschiedlichen Zeiten. Durch diese mehrfache Abtastung der Untergrundpunkte (Mehrfachüberdeckung) können die lokalen Einflüsse der Bedingungen an den Messstationen (Ankopplung, Bodenunruhe, Störsignale) unterdrückt werden.

2.3 Planung und Durchführung der Feldmessungen

2.3.1 Vorbereitungsarbeiten

In einem dicht besiedelten und intensiv bewirtschafteten Gebiet stellt die Durchführung einer seismischen Feldkampagne besonders hohe Anforderungen an die Planung. Um die Vorbereitungen effizient und präzise bewältigen zu können, wurden alle relevanten Daten in ein geographisches Informationssystem (GIS) eingebunden (KUHNS & GRAF 1996).

Eine aktuelle Planungsbasis wurde aufgrund digitalisierter und entzerrter (ortho-rektifizierter) Luftbilder vom Februar 1995 und digitaler Übersichtspläne des GIS-Dienstleistungszentrums des Kantons Zürich erstellt. Die Kombination dieser beiden Rasterdatensätze (Luftbild und Übersichtsplan als darüberliegende transparente Ebene) ergab ein Maximum an Information und hat sich bestens bewährt (Fig. 2.4).

Zur Optimierung des Verlaufs der Anregungslinien galt es einerseits, die Topographie in Betracht zu ziehen. Andererseits mussten bei der definitiven Positionierung der rund 9'000 Anregungspunkte auf mehrere hundert Kilometer Werkleitungen (Wasserversorgung, Abwasser, Drainage, Elektrizität, Kabelfernsehen, Telefon, Gasversorgung etc.), unzählige Einzelobjekte (Strommasten, Pumpstationen, Schächte, Gebäude, Quellfassungen, Reservoirs etc.) und Schutzzonen (Quell- und Grundwasserschutz, archäologische Verdachtsflächen, Naturschutzgebiete) Rücksicht genommen werden. Für jedes erschütterungsempfindliche Objekt wurden die nötigen Sicherheitsabstände zu den Anregungspunkten (Vibrations- bzw. Sprengseismik) bestimmt und daraus die entsprechenden Schutzzonen berechnet (schraffierte Flächen in Fig. 2.4). Diese Schutzzonen wurden zusammen mit Luftbild, Leitungs- und Übersichtsplan zur definitiven Positionierung der Anregungspunkte verwendet. Es wurde versucht, die Verschiebung der Anregungspunkte aus der geplanten Position klein zu halten, um eine möglichst regelmässige Überdeckung des abzubildenden Untergrunds sicherzustellen. Ausserhalb der Dörfer war es grösstenteils möglich, die maximalen Verschiebungsbeträge auf dreissig Meter senkrecht

zur theoretischen Anregungslinie und zehn Meter entlang der Anregungslinie zu beschränken. In den Dörfern war die Einhaltung dieser Abstände oftmals nicht möglich, da die Anregung der seismischen Wellen nur entlang des vorgegebenen Strassennetzes erfolgen konnte.

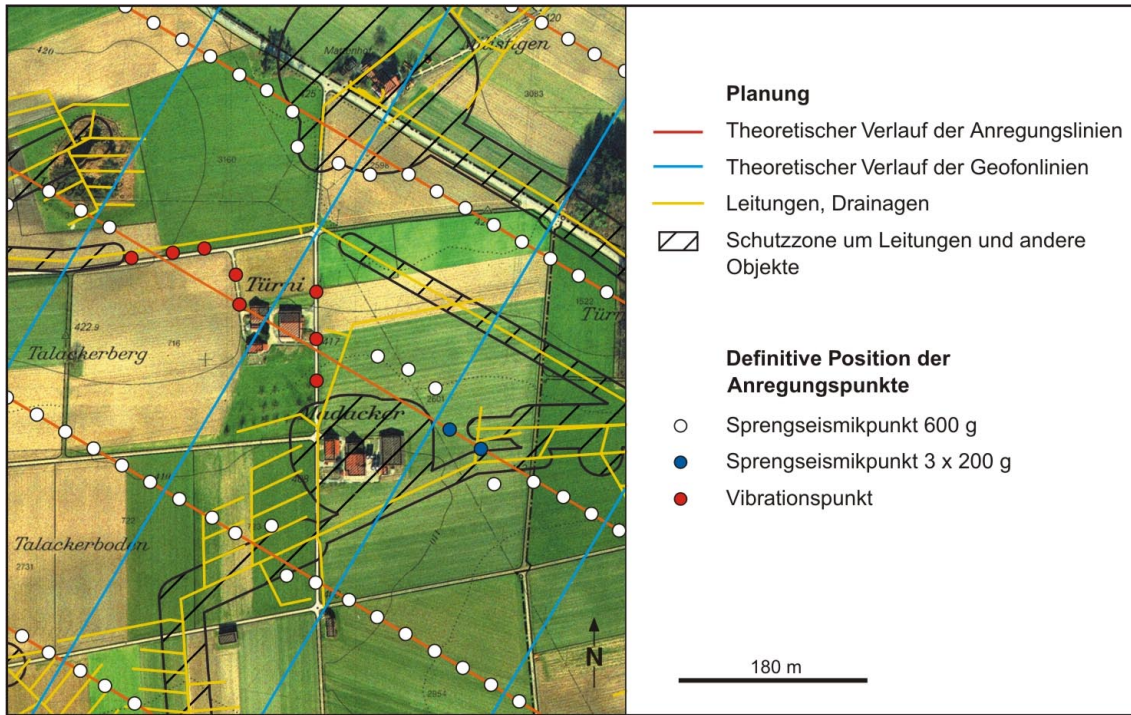


Fig. 2.4: Messnetz: Planung und Ausführung

Ausschnitt aus dem Messgebiet auf luftfotographischer Grundlage mit eingepasstem Übersichtsplan (Kataster) und digitalisiertem Plan der Leitungen und Drainagen. Die Lage der Anregungspunkte wurde den Gegebenheiten an der Oberfläche (Gebäude, Strassen, Feld und Wald) und im Boden (Leitungen und Drainagen) angepasst. Die Geofonketten konnten mit geringen Abweichungen entlang den geplanten Empfängerlinien ausgelegt werden (vgl. Beil. 2.1). Digitaler Übersichtsplan mit freundlicher Genehmigung des Meliorations- und Vermessungsamts des Kantons Zürich (09.10.1996).

Vor der definitiven Festlegung der Anregungspunkte musste die Art der einzusetzenden Quellen zur Anregung der seismischen Wellen festgelegt werden. Die traditionelle Quelle seismischer Energie ist eine Sprengladung, die in einer wenige Meter tiefen Bohrung gezündet wird. Trotz der nicht genau vorhersagbaren Form des Quellensignals erfüllt der energiereiche, kurze Sprengimpuls mit seinem breiten Frequenzspektrum die technischen Anforderungen, die an eine seismische Quelle gestellt werden, in fast idealer Weise. Die praktische Anwendung bedingt aber bei der heutzutage üblichen Schusspunktdichte umfangreiche Bohrarbeiten. In dicht besiedelten Gebieten werden deshalb häufig Vibratoren anstelle von Sprengladungen eingesetzt. Vibratoren sind schwere allradangetriebene Fahrzeuge, deren Gewicht in Arbeitsstellung auf einer Grundplatte ruht. Die belastete Platte wird hydraulisch in genau definierte Schwingungen versetzt. Ein einzelnes als «Sweep» bezeichnetes Quellensignal dauert ca. 10 Sekunden und hat die Form einer frequenz- und amplitudenmodellierten Sinusschwingung. Meistens werden mehrere hintereinander fahrende Vibratoren synchron eingesetzt (Fig. 2.5). Eine geeignete Anordnung der einzelnen Fahrzeuge ermöglicht es zudem, die Ausbreitung von störenden Oberflächenwellen («groundroll») in Messrichtung einzuschränken. Für weitergehende Erläuterungen wird auf SPRECHER & MÜLLER (1986) verwiesen.

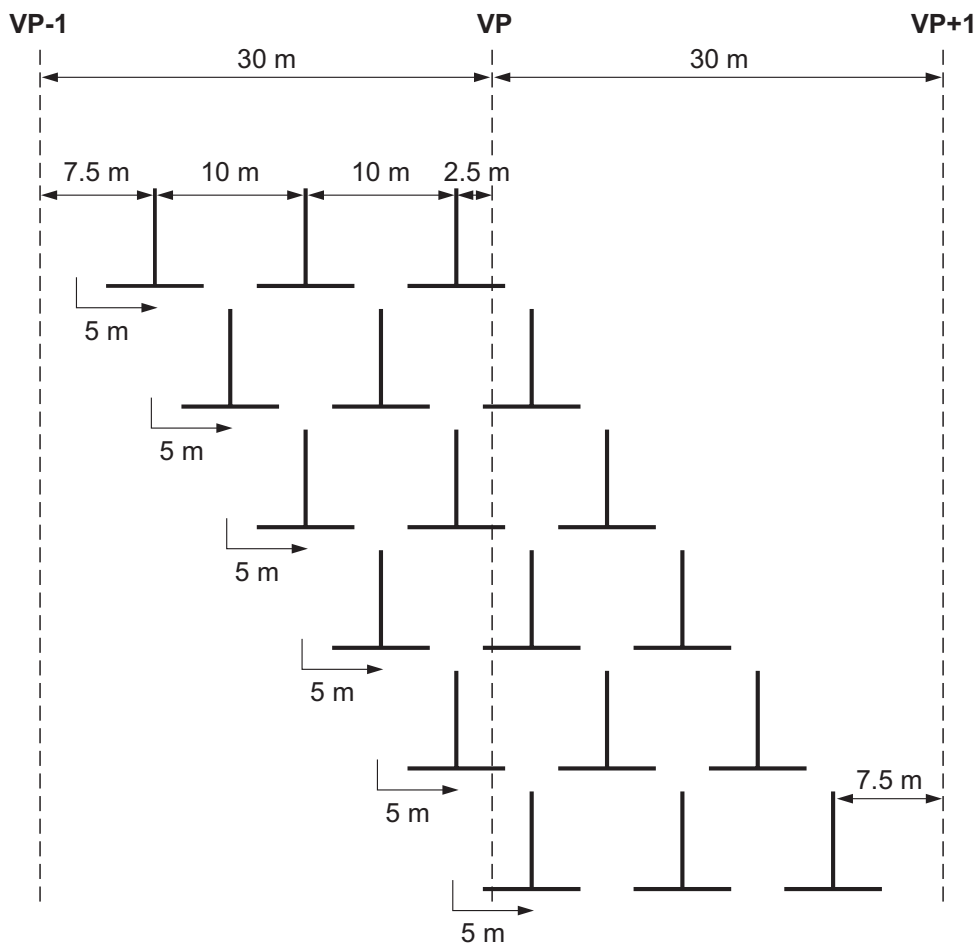


Fig. 2.5: Auslage der Vibratorfahrzeuge

Drei Vibratorfahrzeuge mit je 10 m Abstand gaben gleichzeitig ein von der Messapparatur gesteuertes und zwischen den Fahrzeugen korreliertes Vibrationssignal ab. Nach jeder Vibration rückten die Fahrzeuge geschlossen um 5 m vor, um ein weiteres Vibrationssignal abzugeben. Die Vibrationssignale von sechs aufeinander folgenden, hier schematisch dargestellten Positionen wurden im Messwagen zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses gestapelt und einem Vibrationspunkt (VP) zugeordnet. Bei der ersten der sechs für diese Stapelung verwendeten Positionen stand das vorderste Vibratorfahrzeug 2.5 m vor dem im Feld markierten VP; bei der sechsten Position stand es 7.5 m vor dem nächsten VP (VP+1).

Wo immer möglich, wurden im vorliegenden Fall die einfacher einsetzbaren Vibratorfahrzeuge als seismische Quellen vorgesehen. Deren Einsatzmöglichkeit beschränkt sich allerdings auf Strassen und ausreichend befestigte Wald- und Feldwege. Ein Einsatz von Vibratorfahrzeugen auf Wiesen und Äckern sowie in Wäldern ist praktisch kaum durchführbar und auch technisch nicht sinnvoll, da bei weichen Bodenverhältnissen die Amplitude der angeregten seismischen Wellen und dadurch die Qualität der resultierenden Reflexionseinsätze stark abnimmt. Wegen des dichten Messnetzes mit nur 180 m Linienabständen waren bei weitem nicht genügend geeignete Strassen und Wege vorhanden, weshalb zu ca. 77 Prozent das sprengseismische Verfahren zur Erzeugung der seismischen Wellen eingesetzt werden musste. Für die sprengseismischen Anregungspunkte wurden entweder ein 6 bis 12 m tiefes Schussloch oder 3 Schusslöcher à 2.5 m Tiefe pro Anregungspunkt gebohrt. Die Bohrgeräte waren auf Traktoren oder auf

kleinen Raupenfahrzeugen montiert. An schwer zugänglichen Stellen kamen pressluftbetriebene Handbohrgeräte, wie sie auch im Strassenbau verwendet werden, zum Einsatz.

Um mit den Vibratorfahrzeugen (Mertz M10 Fahrzeuge, ausgerüstet mit je einer SERCEL VE 416 DSD Elektronik) in direkter Nähe der Gebäude messen zu können, wurde das schonende «Random Sweep»-Verfahren gewählt, bei dem die Verteilung der Frequenzen der Vibrationen im Bereich von 10 bis 100 Hz über eine Dauer von 24 Sekunden durch einen Zufallsgenerator bestimmt wird, damit keine Resonanzschwingungen entstehen können. Abseits empfindlicher Gebäude wurde eine von 10 bis 100 Hz, nicht linear aufsteigende Frequenzsequenz (Betonung der höheren Frequenzen mit 3 dB/Oktave) von 12 Sekunden Dauer verwendet. Vor Beginn der Aufzeichnungen wurden die Feldparameter der Vibroseismik (s. Tab. 2.1) anhand von Feldtests im Messgebiet überprüft. Dabei wurde die Anzahl und Verteilung der einzelnen Vibrationen pro Anregungspunkt festgelegt. Durch regelmässiges Vorrücken der drei hintereinander fahrenden Vibratorfahrzeuge (Abstand je 10 m zwischen den Fahrzeugen) in 5 Meter-Intervallen und ein korreliertes Steuersignal für alle drei Fahrzeuge pro Intervall konnten pro Anregungspunkt (Vibrationspunkt) sechs Vibrationssequenzen registriert werden (Fig. 2.5). Die Stapelung dieser sechs Sequenzen erlaubte eine genügende Verstärkung des Signal/Rausch-Verhältnisses der an sich schwachen registrierten Reflexionssignale einer einzelnen Vibration (LAWS 1997).

2.3.2 Ablauf der Feldarbeiten

Im Messgebiet gibt es zehn Dörfer, mehrere grössere Waldgebiete (ca. 18 km²) und intensiv genutztes Agrarland (ca. 24 km²). Aus Rücksicht auf die Landwirtschaft wurden die Messungen in den Wintermonaten vorgenommen. Die ersten Feldarbeiten (Vermessung) starteten am 5. Dezember 1996. Die Registrierung der Daten konnte am 20. Januar 1997 beginnen und am 22. März 1997 abgeschlossen werden. Durchschnittlich konnten etwa 169 Messpunkte pro Arbeitstag abgearbeitet werden. Es waren im Durchschnitt 92 Personen in der Messequipe beschäftigt; 17 in leitender Stellung und 75 Hilfsarbeiter, die aus der Schweiz oder dem Ausland rekrutiert worden waren.

Eine 3D-Seismikkampagne läuft im Allgemeinen in fünf Hauptphasen ab:

1. Permitting (Einholen aller Bewilligungen bei Amtsstellen und Grundbesitzern)
2. Vermessung der Anregungs- und Geofonpunkte
3. Erstellen der sprengseismischen Bohrlöcher und Auslegen der Geofonkabel
4. Registrierung der Daten und Durchführung ergänzender Aufzeitbohrungen
5. Aufräumarbeiten.

Permitting

Zur Ausführung der Arbeiten war vorgängig das Einverständnis der jeweiligen Grundbesitzer einzuholen. Dies geschah bereits einige Monate oder Wochen vor den eigentlichen Feldaktivitäten. Für das Permitting war eine Gruppe von bis zu sieben Personen verantwortlich, welche die lokalen Behörden informierte sowie jeden Grundbesitzer und/oder Pächter persönlich kontaktierte und die geplanten Arbeiten im Detail erläuterte. Die Zusammenarbeit mit der Bevölkerung war generell sehr konstruktiv, weshalb 98.4 Prozent aller geplanten Anregungspunkte realisiert werden konnten (Tab. 2.2).

Tab. 2.2: Statistik der geplanten und realisierten Messpunkte

Messpunkt- statistik ¹⁾	Total		Schusseismik									Vibroseis				
			3 x 2.5 m		3 x 2.5 m gestaffelt		1 x 6 m		1 x 8 m		1 x 12 m	Non Linear Sweep		Random Sweep		
Geplante Anregungspunkte	9067	100.0%	3952	43.6%	622	6.9%	1869	20.6%	618	6.8%	137	1.5%	1505	16.6%	364	4.0%
Aufgezeichnete Anregungspunkte	8921	98.4%	3682	41.3%	591	6.6%	2379	26.7%	199	2.2%	51	0.6%	1405	15.7%	614	6.9%
Ausgefallene Anregungspunkte	156	1.7%	44	0.5%	23	0.3%	10	0.1%	15	0.2%	0	0.0%	41	0.5%	23	0.3%
Verschobene Punkte (um mindestens 1 m)	5535	62.0%	1688	45.8%	401	67.9%	1312	55.1%	127	63.8%	41	80.4%	1366	97.2%	600	97.7%
Verschobene Punkte (um mehr als 10/30 m) ²⁾	1404	15.7%	251	6.8%	94	15.9%	193	8.1%	13	6.5%	4	7.8%	603	42.9%	246	40.1%

¹⁾ Prozentzahlen beziehen sich jeweils auf die Totalzahlen in der gleichen Zeile

²⁾ > 30 m in Richtung der angelegten Messlinie bzw. > 10 m senkrecht dazu

Tab. 2.2 vergleicht die mit Hilfe des Geographischen Informationssystems (GIS) geplante Aufteilung der Anregungspunkte im Messgebiet (KUHNS & GRAF 1996) und die resultierende Messpunktstatistik. Die relativ gute Übereinstimmung zwischen Planung und Ausführung wurde durch meist geringfügige Verschiebungen der Anregungspunkt-Lokationen erreicht. Von den 8'921 registrierten Messungen auf insgesamt 4'400 Grundstückspartellen wurden 6'902 durch Sprengseismik und 2'019 durch Vibroseismik angeregt. Nur äusserst wenige der geplanten Messpunkte fielen gänzlich aus, hauptsächlich aufgrund vereinzelter Zutrittsverweigerungen zu den Grundstückspartellen. Die entsprechenden Gebiete konnten jedoch problemlos umgangen werden und in der Umgebung dieser Grundstückspartellen zur Kompensation weitere Anregungspunkte – zusätzlich zu den geplanten – eingefügt werden. Auf diese Weise war es möglich, die mesozoischen Gesteinsschichten trotzdem lückenlos abzubilden. Die endgültig verwendeten Messlokationen sind im Lageplan der 3D-Seismik (Beil. 2.1) wiedergegeben. Nach Beendigung der Messungen war die Permittinggruppe auch verantwortlich für die Regelung eventuell entstandener Schäden und landwirtschaftlicher Ertragsausfälle.

Vermessung

Lange bevor das Bohren der sprengseismischen Schusslöcher begann, nahmen die Vermessungsgruppen ihre Arbeit auf. Ihre Aufgabe bestand darin, jeden Anregungspunkt und jede Geofonstation im Feld genau einzumessen und mit nummerierten Holzpflocken zu markieren. Zur Einmessung im offenen Gelände wurden GPS-Apparaturen (Satellitenpositionierung «Global Positioning System») eingesetzt. In Waldgebieten, in denen die GPS-Empfänger die Satellitensignale nicht zuverlässig empfangen konnten, kam ein Trägheitsnavigationssystem (Geodyne 30) zum Einsatz. Gleichzeitig wurden, falls nötig, Zugangsmöglichkeiten für die nachfolgenden Bohrgruppen und Geofonauslegegruppen verbessert. Dies war vor allem in den Waldgebieten notwendig, in denen nach Absprache mit den zuständigen Förstern in locker bewaldeten Gebieten herumliegendes Holz beseitigt und in dichtem Jungwald schmale Schneisen (ca. 1.5 m breit) geschlagen werden mussten.

Erstellen der sprengseismischen Bohrlöcher und Auslegen der Geofonkabel

Um die Messungen effizient durchführen zu können, mussten Geofone und Kabel für das Auslegen von acht Linien eines Messstreifens und einer vorgebauten Geofonlinie zur Verfügung stehen (vgl. Fig. 2.3), insgesamt zirka 29'000 Einzelgeofone und über 60 km Kabel. Je 18 Geofone pro Station waren in zwei Gruppen à 9 Geofonen elektrisch miteinander verbunden und an eine Messbox angeschlossen. Die Geofone waren mit einer ca. 8 cm langen Metallspitze versehen, die beim Einstecken ins Erdreich eine gute Ankopplung an den Boden gewährleistete (BIRKHÄUSER & GRAF 2000).

Bevor mit der eigentlichen Messung begonnen werden konnte, mussten die Bohrgruppen, welche die Schusslöcher für die Sprengseismik erstellten, einen Mindestabstand von ca. 500 m zu den für die Aufzeichnung bestimmten Geofonlinien erreicht haben. Ansonsten hätte die durch die Bohrgeräte erzeugte Bodenunruhe die Messung gestört. Wegen der zum grossen Teil instabilen Bodenverhältnisse (lockerer Kies) mussten die Schusslöcher unmittelbar nach dem Bohren geladen und verdämmt werden. Die Grösse der jeweiligen Messgebietsabschnitte, die mit vorausgeladenen Schusslöchern zu versehen waren, machte es schwierig, diese andauernd zu kontrollieren. Es wurde deshalb entschieden, neuartige Zünder zu verwenden, die eine missbräuchliche Zündung verhinderten. Da die Zünder und der Sprengstoff im verfüllten Bohrloch fest eingeschlossen waren und ohne grossen Aufwand nicht entfernt werden konnten, genügte somit eine Überwachung der Auslage. Das Vorausladen der sprengseismischen Bohrlöcher erwies sich dennoch als problematisch, da die verwendeten Zünder entgegen vorgängiger Tests und Angaben des Lieferanten teilweise Feuchtigkeit aufnahmen und es folglich zu einer grösseren Anzahl Zündversager kam. Ein Teil der vorausgeladenen Löcher musste während der Messkampagne in mühsamer Kleinarbeit nachgebohrt und ersetzt werden. Zu Kontrollzwecken wurden nach Abschluss der Messungen alle fraglichen Bohrlöcher mit einem eigens entwickelten Verfahren ausgeschwemmt oder vereinzelt mit dem Bagger ausgegraben. Anhand dieser Überprüfung konnte eine vollständige Rückholung aller nicht gezündeten Sprengladungen nachgewiesen werden.

Registrierung der Daten

Dank der genauen Planung der Anregungspunkte vor den Feldmessungen war es möglich, die angestrebte 20-fache Mehrfachüberdeckung der Untergrundabtastung annähernd im gesamten Messgebiet zu erreichen (Fig. 2.6). In den Randgebieten ist der allmähliche Aufbau der Überdeckung zu erkennen. In den überbauten Gebieten der einzelnen Dörfer im inneren Bereich des Messgebiets ist teilweise eine Reduktion der Mehrfachüberdeckung erkennbar, jedoch ist die Überdeckungsrate dort immer noch genügend hoch (> 10-fache Überdeckung), um eine Abbildung der mesozoischen Schichten ohne wesentliche Qualitätseinbusse sicherzustellen (LAWS 1997). Es ist zu beachten, dass die Überdeckungsrate nicht alleine entscheidend ist für die Datenqualität. In grösseren Gebieten mit generell schlechter Ankopplung der Signalquelle (Vibratorplatte oder Sprengstoff) an das Erdreich kann die Datenqualität trotz hoher Überdeckung reduziert sein (vgl. Fig. 2.13).

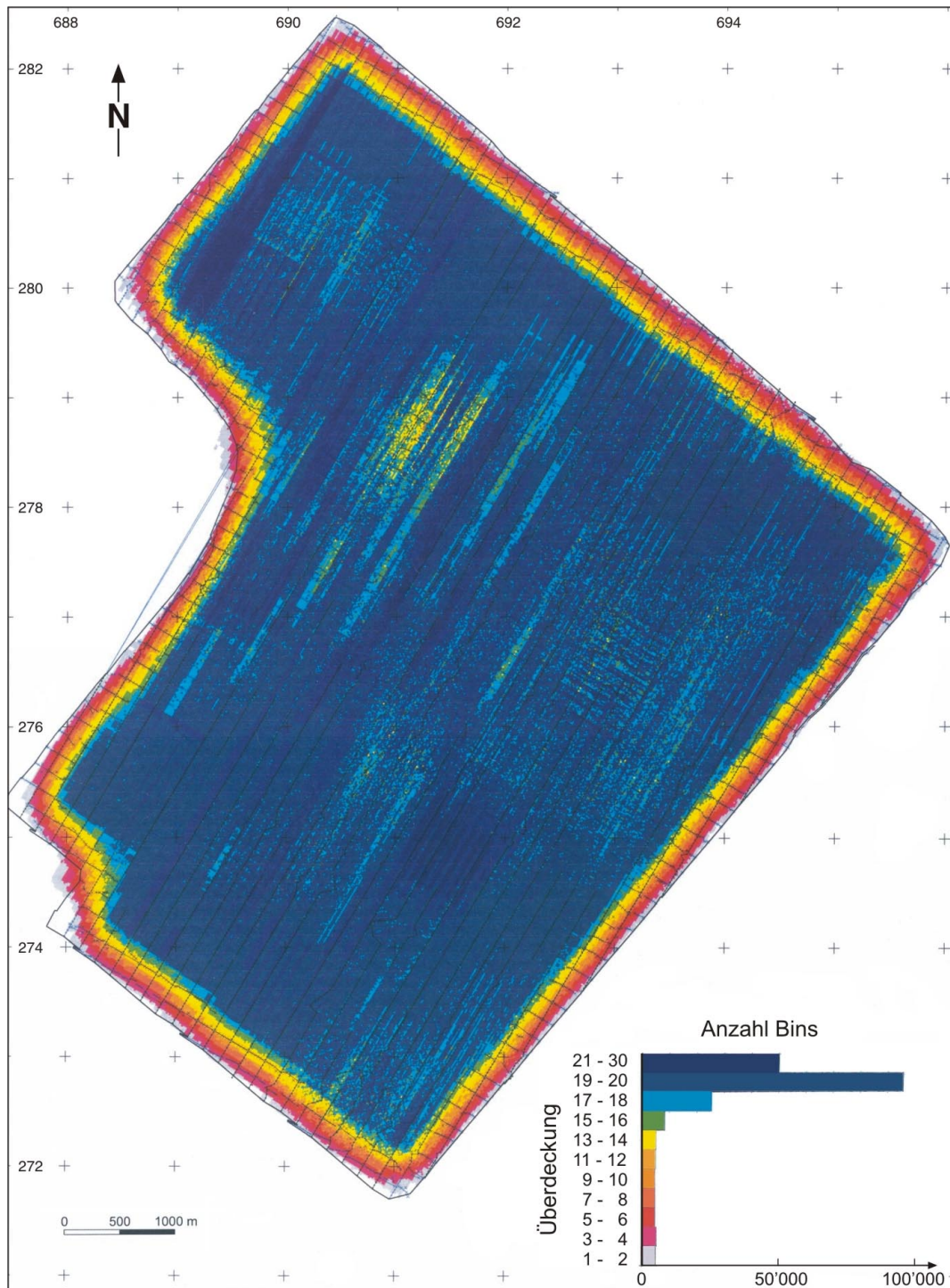


Fig. 2.6: Karte des Messgebiets mit der erreichten Mehrfachüberdeckung pro Bin

Die Mehrfachüberdeckung pro Bin ist ein Mass zur Abschätzung der primären Datenqualität vor Beginn der Datenverarbeitung. Sie gibt die Anzahl der insgesamt zur Verfügung stehenden Einzelregistrierungen an, die bei der folgenden Datenverarbeitung zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses addiert (gestapelt) werden können. Die Reduktion der Mehrfachüberdeckung durch Ausblendung oberflächennaher Störsignale während der Datenverarbeitung (vgl. Fig. 2.11) ist in dieser Karte jedoch nicht berücksichtigt.

Aufzeitbohrungen

Ergänzend zu den reflexionsseismischen Messungen wurden an insgesamt 17 ausgewählten Punkten Aufzeitbohrungen ausgeführt (FREY & GÜNTHER 1997). Diese Bohrungen dienten dazu, die Mächtigkeit der Quartärbedeckung zu bestimmen und die seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten im Lockergesteinsmaterial zu ermitteln. Letztere werden bei der Datenverarbeitung (Kap. 2.4) zur Kalibrierung der aus den reflexionsseismischen Messdaten abgeleiteten statischen Korrekturwerte benötigt. Die Lage der Aufzeitbohrungen (Fig. 2.7) wurde so angesetzt, dass zusammen mit den früher abgeteufte Aufzeitbohrungen (HALDIMANN et al. 1992) eine gleichmässige Verteilung von Aufzeitmessungen über das gesamte Messgebiet erreicht werden konnte.

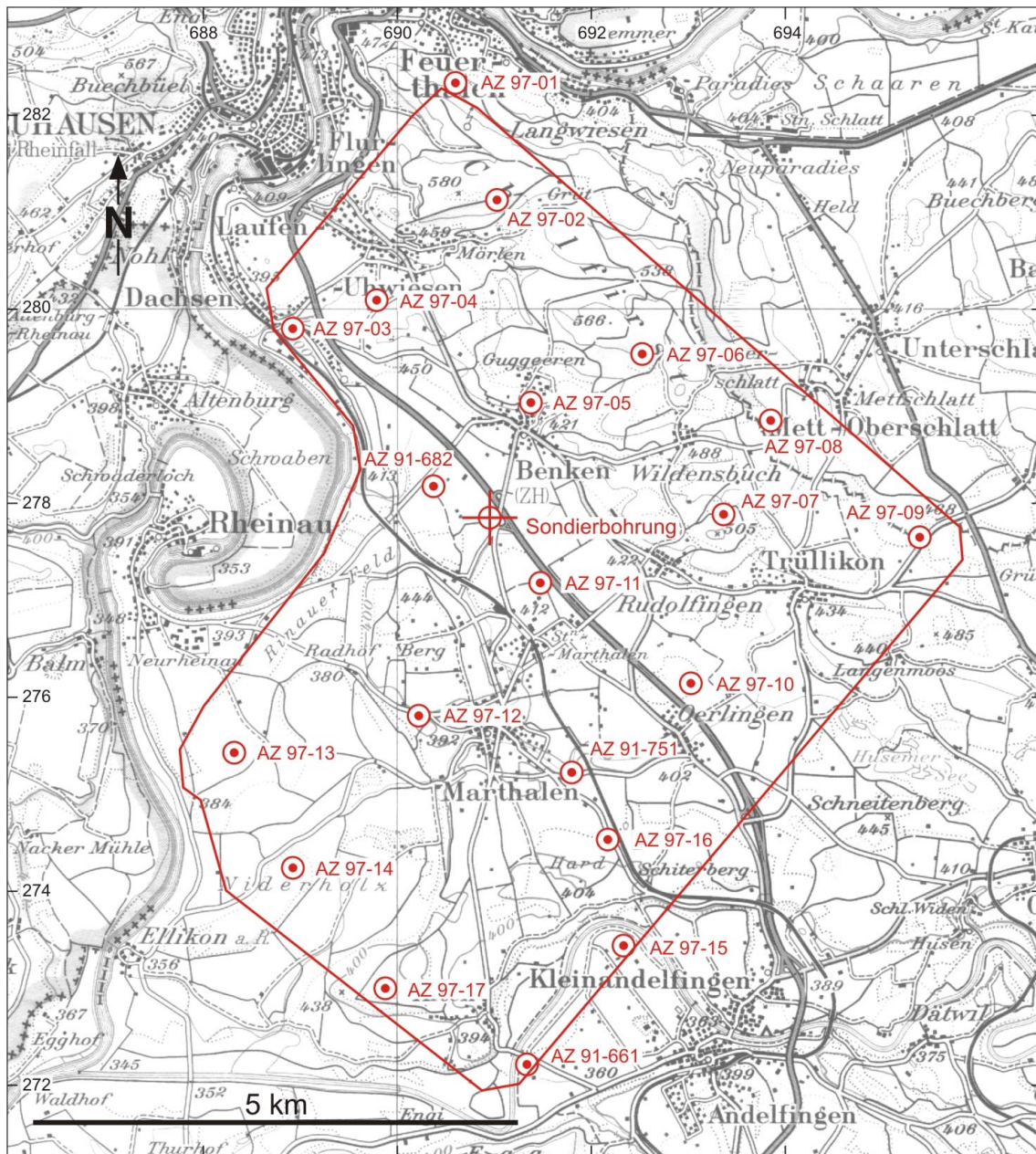


Fig. 2.7: Lage der Aufzeitbohrungen im Messgebiet der 3D-Seismik

Schon bei den regionalen seismischen Profilmessungen zu Beginn der neunziger Jahre sind weit über das bisher bekannte Mass hinausgehende glaziale Übertiefungen der Talrinnen festgestellt worden, welche die Datenqualität teilweise beeinflusst haben. Einzelne der damals abgeteuften Aufzeitbohrungen wurden speziell darauf angesetzt, neben den seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten auch die Tiefe der quartären Felsrinnen und die geologische Beschaffenheit der Lockergesteinsfüllung abzuklären. Am Nord-, West- und Südrand des Messgebiets verlaufen die Flusstäler des Rheins und der Thur, die während der quartären Eiszeiten durch fluviatile und glaziale Erosion über grosse Strecken tief in die Schichtreihe der Molasse eingeschnitten worden sind. Eine weitere, glazial eingetiefte, aber infolge späterer Auffüllung morphologisch nicht mehr sichtbare Rinne, verläuft in SE-NW-Richtung quer durch das Messgebiet, von Kleinandelfingen in Richtung Rheinau (FRANK 1994, FREIMOSER & FRANK 1993).

Die im Rahmen der 3D-Seismik geplanten neuen Aufzeitbohrungen dienen folgenden Untersuchungszielen:

- (a) Abklärung der quartären Felsrinnen und der geologischen Beschaffenheit der Lockergesteinsfüllung

Rheintal:	AZ 97-13, AZ 97-14
Glaziale Rinne Oerlingen – Dachsen:	AZ 97-03, AZ 97-11, AZ 97-10
Glaziale Rinne Kleinandelfingen – Rheinau:	AZ 97-12, AZ 97-16
Thurtal:	AZ 97-15

- (b) Erfassung der Felsoberfläche zwischen den Felsrinnen

Cholfirst:	AZ 97-01, AZ 97-04, AZ 97-05, AZ 97-07, AZ 97-08, AZ 97-09
Buechberg:	AZ 97-17

- (c) Ermittlung der weitgehend unbekanntem Lockergesteinsmächtigkeit und der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeit auf dem Schotterplateau des Cholfirst-Höhenzugs

Cholfirst:	AZ 97-02, AZ 97-06
------------	--------------------

Die wichtigsten Angaben über die im Messgebiet der 3D-Seismik abgeteuften Aufzeitbohrungen sind in Tab. 2.3 zusammengestellt.

Tab. 2.3: Aufzeitbohrungen im Messgebiet

Zusätzlich zu den bestehenden drei Aufzeitbohrungen der regionalen 2D-Seismikkampagne 1991/92 wurden für die Messungen der 3D-Seismik 17 weitere Aufzeitbohrungen abgeteuft.

Aufzeitbohrungen 3D-Seismik Nr.	Koordinaten	Kote OKT m ü.M.	Kote Felsob. m ü.M.	Bohr- tiefe m	Quartär- mächtigkeit m	Erborhter Fels	Erbohrte Fels- mächtigkeit m
AZ 97-01	690 600 / 282 308	473	465	24	8	USM	16
AZ 97-02	691 022 / 281 115	568	513	77	55	OMM u. USM	22
AZ 97-03	688 937 / 279 807	404	389	29	15	USM	14
AZ 97-04	689 791 / 280 090	431	424	26	7	USM	19
AZ 97-05	691 370 / 279 043	448	437	29	11	USM	18
AZ 97-06	692 503 / 279 542	551	534	62	17	OMM u. USM	45
AZ 97-07	693 342 / 277 900	489	483	32	6	OMM u. USM	26
AZ 97-08	693 819 / 278 861	503	496	29	7	OMM	22
AZ 97-09	695 417 / 277 582	477	460	35	17	OMM	18
AZ 97-10	693 006 / 276 171	417	405	35	12	USM	23
AZ 97-11	691 467 / 277 205	410	352	98	58	USM	40
AZ 97-12	690 222 / 275 838	401	348	65	53	USM	12
AZ 97-13	688 342 / 275 453	385	335	59	50	USM	9
AZ 97-14	688 946 / 274 276	385	336	59	49	USM	10
AZ 97-15	692 331 / 273 488	357	325	56	32	USM	24
AZ 97-16	692 160 / 274 568	402		176	176+		
AZ 97-17	689 886 / 273 052	415	402	23	13	OMM	10

Bestehende Aufzeitbohrungen Nr.	Koordinaten	Kote OKT m ü.M.	Kote Felsob. m ü.M.	Bohr- tiefe m	Quartär- mächtigkeit m	Erborhter Fels	Erbohrte Fels- mächtigkeit m
AZ 91-661	691 360 / 272 140	355		255	255+		
AZ 91-682	690 336 / 278 129	413	356	87	57	USM	30
AZ 91-751	691 796 / 275 236	400	355	99	45	USM	54

OMM = Obere Meeresmolasse USM = Untere Süsswassermolasse

Aufräumarbeiten

Nach Abschluss der Messungen waren Aufräumgruppen längere Zeit damit beschäftigt, die ausgeschwemmten sprengseismischen Bohrlöcher mit Splitt und Bentonit zu verfüllen und zurückgelassenes Hilfsmaterial einzusammeln, um das Messgebiet wieder so verlassen zu können, wie es angetroffen worden war.

2.4 Datenverarbeitung

Die Datenverarbeitung («Processing») dient generell der Qualitätsverbesserung der registrierten Reflexionssignale. Sie erfolgt in mehreren, nacheinander ausgeführten und anhand von Zwischenergebnissen in ihrer Wirkung überprüfbar, oft sehr aufwändigen Rechenoperationen. Aufgrund des immensen Datenvolumens – insbesondere bei einer 3D-seismischen Messung – erfordert sie den Einsatz eines Grossrechners.

Nach Abschluss der Feldmessungen im Zürcher Weinland lagen beinahe vier Millionen Einzelregistrierungen von jeweils vier Sekunden Messdauer als Rohdaten zur Verarbeitung bereit. Die Datenverarbeitung begann nach Ablieferung der digital abgespeicherten Vermessungsergebnisse im Juni 1997. Im April 1998 konnte der fertig prozessierte 3D-Seismikdatensatz (insgesamt 214'997 gestapelte und migrierte seismische Spuren) für die Interpretation zur Verfügung gestellt werden. Während der Datenverarbeitung war es sehr vorteilhaft, auf die Erfahrung der regionalen Seismikkampagne von 1991/92 zurückgreifen zu können. Abgesehen von den prinzipiellen Unterschieden zwischen der Verarbeitung von Profildaten und einer 3D-seismischen Datenverarbeitung bestätigten sich bei einigen Tests die schon früher gewählten Parameter. Diese Feststellung erhöhte wiederum die Zuversicht, den richtigen Weg für eine zufriedenstellende Abbildung der Gesteinsabfolge im Messgebiet eingeschlagen zu haben.

Zu Beginn der Datenverarbeitung war auf den seismischen Abspielungen, wie erwartet, nur wenig von den nutzbaren Reflexionseinsätzen zu erkennen (Fig. 2.8, links). Die empfindlichen, an der Oberfläche ausgelegten Geofone haben neben den schwachen Reflexionssignalen auch eine Menge störender Signale registriert, die z. B. durch die direkte Welle (vgl. Fig. 2.1c) sowie durch Oberflächenwellen («groundroll») verursacht werden. Ferner sind die Reflexionseinsätze oft überlagert von seismischem Rauschen oder von multiplen Reflexionssignalen. Als seismisches Rauschen («ambient vibrations») wird die von den Geofonen registrierte allgemeine Bodenunruhe bezeichnet, die unter anderem durch Verkehr, Maschinen, Spaziergänger, Wind (z. B. überträgt sich die Bewegung der Baumwipfel über das Wurzelwerk in den Boden) verursacht wird. Multiple Reflexionssignale entstehen, wenn ein Teil der Wellenenergie zwischen verschiedenen Gesteinsschichten hin und her reflektiert und erst anschliessend an der Oberfläche registriert wird. Mit geeigneten Datenverarbeitungsschritten konnten die verschiedenen Störsignale grösstenteils unterdrückt und die primären Reflexionseinsätze in ihrer tatsächlichen räumlichen Lage deutlich sichtbar gemacht werden (Fig. 2.8, rechts).

Die angewendete Processing-Sequenz ist in Tab. 2.4 wiedergegeben. Zu jedem Datenverarbeitungsschritt sind dort die wichtigsten der gewählten Parameter aufgeführt, die anhand von Zwischenergebnissen und Testauspielungen oder aufgrund der Erfahrungen aus früheren Messkampagnen festgelegt worden sind. Im Folgenden werden diejenigen Prozesse, die für die erreichte Datenqualität von besonderer Bedeutung sind, kurz beschrieben. Für ausführlichere Erklärungen wird auf JUNG (1998) oder auf die Fachliteratur verwiesen (z. B. YILMAZ 1987).

Die Wirkung der verschiedenen Rechenschritte kann grob in folgende Gruppen eingeteilt werden:

- Unterdrückung der Störsignale und Hervorhebung der wahren Reflexionseinsätze
- Steigerung der Präzision, d. h. Erhöhung der Auflösungsgenauigkeit der Reflexionssignale
- Korrekte räumliche Positionierung der Reflexionssignale.

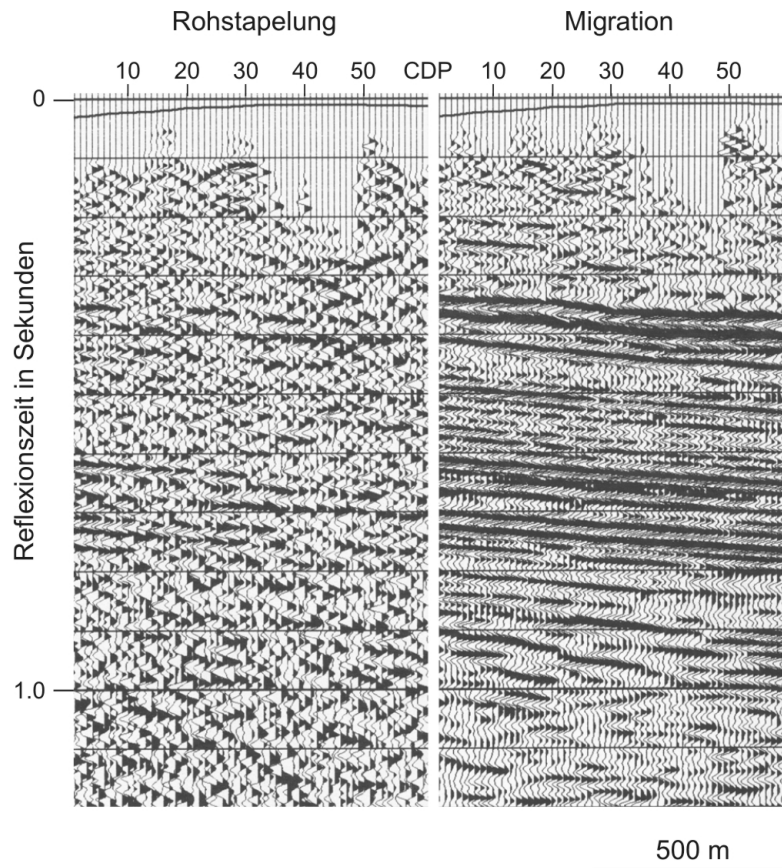


Fig. 2.8: Auswirkung der Datenverarbeitung

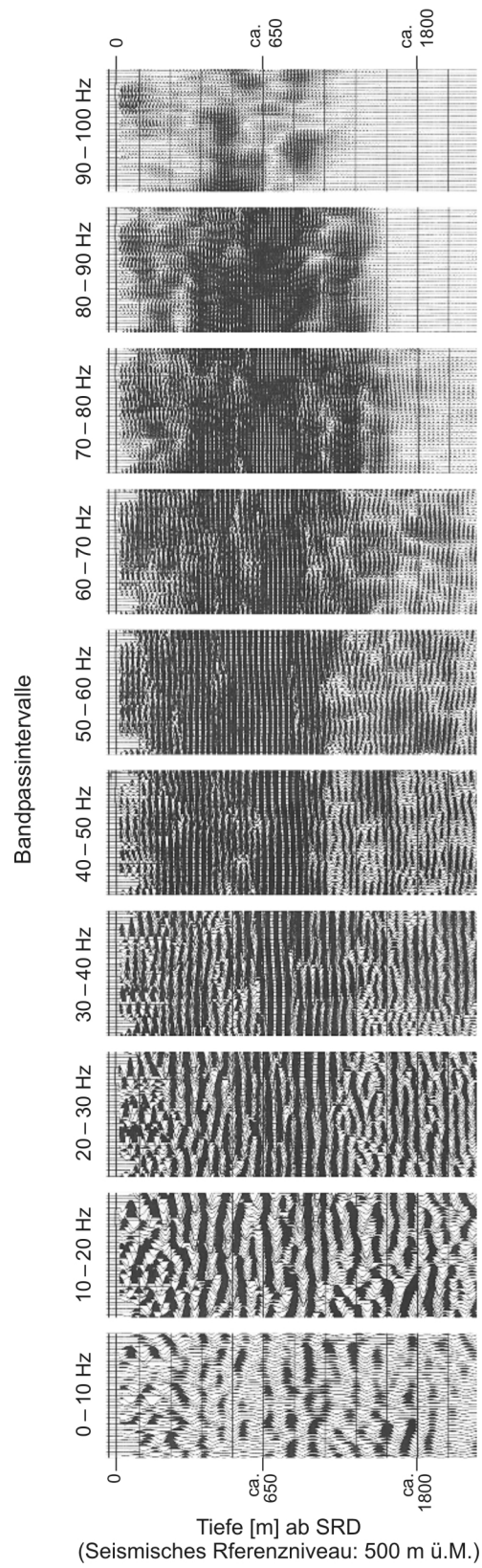
Ausschnitt aus dem 3D-seismischen Datensatz vor (links) und nach (rechts) der Datenverarbeitung. Die angewendeten Rechenprozesse bewirkten eine markante Verbesserung der Abbildungsqualität der Gesteinsschichten.

Der wichtigste Schritt zur Unterdrückung der Störsignale ist die Stapelung, welche die Amplituden der registrierten Reflexionssignale nach dem Prinzip der Mehrfachüberdeckung konstruktiv addiert (vgl. Kap. 2.1) und dadurch gegenüber den Störsignalen um ein Vielfaches verstärkt. Zahlreiche weitere Prozesse im Ablauf der Datenverarbeitung (Tab. 2.4) tragen ebenfalls zur Unterdrückung der Störsignale und Hervorhebung der Reflexionseinsätze bei. Ihre Wirkung ist aber selten derart entscheidend wie die der Stapelung.

Bis die Daten zur Stapelung bereit waren, mussten mehrere vorbereitende Arbeitsschritte und Rechenoperationen vorgenommen werden: Nach Einlesen der Daten wurden die an den einzelnen Geofonstationen gemessenen Daten den mehrfach überdeckten Untergrundbereichen (Bins) zugeordnet (Sortierung). Bei den hier gewählten Feldparametern entspricht die Grösse eines Bins einer Fläche von 15×15 m. Daraufhin wurden die Vibroseis-Daten einer «Minimum-Phase»-Transformation unterzogen, um sie an die Signalcharakteristik der Sprengseismik anzupassen. Nach einer Bandpass-Filterung des gesamten Datensatzes zur Unterdrückung der Frequenzbereiche ausserhalb der Bandbreite des von den Vibratoren abgegebenen Nutzsignals (10 bis 100 Hz) wurde die Amplitudenabnahme korrigiert, die durch die räumliche Ausbreitung der seismischen Wellen auf ihrem Laufweg bedingt ist (Ausgleich der sphärischen Divergenz). Da sich die seismischen Wellen kugelförmig in die Tiefe ausbreiten, nimmt ihre Energiedichte stetig ab, und die mit zunehmender Tiefe des Reflexionshorizonts abnehmende Signalstärke (Amplitude) der reflektierten Wellen muss rechnerisch kompensiert werden.

Tab. 2.4: Angewendete Datenverarbeitungsschritte und gewählte Parameter

Verarbeitungsdatum	Juni 1997 bis April 1998				
Spurenidentifikation und –länge Zuordnung auf 15 × 15 m Bingrösse	Geometrie im SPS-Format, Dauer = 3 s Inlines (row): von 1212 – 1718 Crosslines (col): von 1211 – 1794				
Minimum-Phase-Transformation	Sprengseismik: Apparaturfilter Vibroseismik: Autokorrelation des Sweeps (Umpolung auf SEG-Standard, 5·10E-08 Verstärkung)				
Frequenzfilter Ausgleich der sphärischen Divergenz	10 Hz / 24 dB/Oktave – 100 Hz / 60 dB/Oktave Mittlere RMS-Geschwindigkeiten aus Messkam- pagne 1991/92				
Oberflächenkonsistenter Amplituden ausgleich	Zeitabhängige Verstärkung (ms/dB) 1000 / 0; 1500 / -6; 2000 / -9; 2500 / -12; 3000 / -15				
Oberflächenkonsistente Dekonvolution	Spike: Pre-Whitening 1 %; Operatorlänge: 120 ms; 1 Bestimmungsfenster				
Berechnung der Grundstatik	Korrekturen auf 500 m ü.M.; Korrekturgeschwindigkeit: 3000 m/s; Umrechnung auf variables Bezugsniveau (itl)				
FK-Filter Residualstatik	± 17 ms/Spur (-30 dB); ± 2.5 ms/Spur (0 dB) 3 Iterationen nach erster Geschwindigkeitsanalyse im Raster 900 × 900 m; max. Verschiebung: ± 28 ms				
Geschwindigkeitsanalyse	Nach 3D-DMO-Korrekturen; im Raster 450 × 450 m				
NMO-Korrekturen	CDP-abhängige Unterdrückung der refraktierten und direkten Wellenanteile (Mute); Skalierung mit Fensterlängen von 800 ms				
3D-DMO-Stapelung	20-fach (nominal); Verwendung bis 56 % der maximalen Offsets				
Korrektur zum Bezugsniveau	500 m ü.M.; Korrekturgeschwindigkeit: 3000 m/s;				
Dekonvolution	Prediction Gap: 20 ms; Pre-Whitening 1 %; Operatorlänge: 200 ms; 2 Bestimmungsfenster				
Zeitlich variabler Frequenzfilter					
100 % Anwendung (ms):	0	750	900	1500	2000
Tiefschnitt (dB/Oktave):	10/24	10/24	10/24	10/24	20/24
Hochschnitt (dB/Oktave):	100/72	90/72	70/72	60/72	50/72
3D Finite Differenzen-Migration	98 % der geglätteten Stapelgeschwindigkeit 65 Grad Operator, 8 ms Schrittgrösse				
Phasen-Transformation	0-Phase				
Spektraler Ausgleich und 3D-FX-Dekonvolution	Spectral Whitening in 5 Hz Bändern mit Rückmischung von 30 % (0 – 1300 ms) und 100 % (1600 – 3000 ms)				
CDP-abhängiger Frequenzfilter	100 % Anwendung (ms):				
Inline/Crossline 1260/1800	0	550	650	750	1200 2000 2500
1670/1800	0	650	750	850	1200 2000 2500
1670/1220	0	750	850	950	1200 2000 2500
Tiefschnitt (dB/Oktave):	10/24	10/24	10/24	10/24	10/24 10/24 20/24
Hochschnitt (dB/Oktave):	100/72	90/72	80/72	70/72	60/72 50/72 50/72
Amplitudennormierung in 3 Zeitfenstern	Fensterlänge (ms): 1000 1200 1500 Fenstermitte (ms): 500 1400 2150				
Ausgabe: Polarität	SEG-Standard (Zunahme der akustischen Impedanz = schwarz)				



Durch Bandpassfilterung der Daten (aufsteigend in 10 Hz Intervallen) können die registrierten Frequenzanteile sichtbar gemacht werden. Hohe Frequenzen werden mit zunehmender Tiefe stärker absorbiert.

Fig. 2.9: Frequenzanalyse eines Profilausschnitts

Zur Erhöhung der Auflösungsgenauigkeit der Reflexionssignale ist es vor allem von Bedeutung, über eine grosse Bandbreite nutzbarer Frequenzen zu verfügen. Je breiter das nutzbare Frequenzspektrum, desto präziser kann der zeitliche Einsatz einer reflektierten Welle (Reflexionseinsatz) angegeben werden. Wichtig ist dabei die Bandbreite gemessen in Oktaven (eine Oktave entspricht einer Verdopplung der Frequenz). Das für das Quellensignal bei der Vibroseismik verwendete Frequenzband von 10 bis 100 Hz entspricht einer Bandbreite von 3.25 Oktaven. Generell werden die hohen Frequenzanteile durch Streuprozesse oder Dämpfung im Untergrund stärker absorbiert als niedrige Frequenzen, so dass sich der Frequenzgehalt der registrierten Signale mit der Tiefe, d. h. zunehmender Laufzeit, zu niedrigen Frequenzen verschiebt (Fig. 2.9). Bei der Datenverarbeitung wird versucht, diese Abschwächung der hohen Frequenzanteile der Reflexionssignale rückgängig zu machen, um im resultierenden Datensatz ein ausgeglicheneres Frequenzspektrum und dadurch eine bessere Auflösungsgenauigkeit zu erreichen.

In einem ersten Schritt, der auf eine Erhöhung der Auflösungsgenauigkeit der Reflexionssignale ausgerichtet war, wurde ein Amplitudenausgleich gekoppelt mit einer oberflächenkonsistenten Dekonvolution durchgeführt. Die Dekonvolution ist ein Berechnungsverfahren für Filteroperatoren (Vorhersagefilter) zur Rekonstruktion der primären Reflexionseinsätze (Elimination von Nachschwingungen und Angleichung des Signals an die gewünschte hochfrequente Impulsfunktion). Für jeden Messpunkt (Anregungspunkte und Geofonstationen) wurden Operatoren bestimmt, die es erlauben, den Spektral- und Amplitudengehalt der Daten trotz unterschiedlicher Quellensignale (Vibrations- resp. Sprengseismik) und stark variierender Ankopplungsbedingungen im Messgebiet auszugleichen. Aufgrund nicht oberflächenkonsistenter Störanteile in den Daten musste zusätzlich aber ein lateraler Amplitudenabgleich vor der Stapelung vorgenommen werden. Somit sind nicht mehr die wahren, sondern nur noch die relativen Amplitudenänderungen auswertbar.

Durch zweimalige Anwendung des Dekonvolutionsalgorithmus, vor der Stapelung («Spike»-Dekonvolution zur Anhebung der hohen Frequenzanteile) und nach der Stapelung («Gap»-Dekonvolution zur Unterdrückung von multiplen Reflexionssignalen und Nachschwingungen), war es möglich, im Tiefenbereich der mesozoischen Sedimentgesteine nutzbare Frequenzen von zirka 10 bis 85 Hz zu erhalten, die immer noch einer Bandbreite von rund drei Oktaven entsprechen (Fig. 2.10).

Ein wichtiger nächster Schritt zur Verbesserung der Datenqualität vor der Stapelung ist die statische Korrektur (Grundstatik und Residualstatik). Die Topographie und die variierende Oberflächengeologie (Lockergesteine) bewirken oft starke Verzerrungen der seismischen Abbildung der darunterliegenden Gesteinsschichten. Die grundstatischen Korrekturwerte wurden anhand des Höhenmodells, der in Aufzeitbohrungen (Kap. 2.3.2) bestimmten seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten der Lockergesteine und durch Auswertung der refraktionsseismischen Ersteinsätze (vgl. SPRECHER 1987) bestimmt. Durch Anwendung eines Frequenz/Wellenzahl-Filters («FK-Filter») konnten die kohärenten Störwellenanteile einschliesslich der durch die Sprengseismik selbst verursachten Oberflächenwellen («groundroll») zum grossen Teil eliminiert werden. Die so bereinigten Daten erlaubten anschliessend eine optimale Bestimmung residualstatischer Korrekturwerte mit einem Verfahren der kleinsten Fehlerquadrate.

Nach Anwendung des «Dip Move Out»-Rechenprozesses (3D-DMO) zur Korrektur der räumlichen Verzerrung (Verschmierung) der abgebildeten Untergrundpunkte geneigter Reflexionshorizonte (siehe unten) wurden in einem Raster von 450×450 m, anhand des Laufzeitverhaltens der Reflexionssignale, Analysen der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten der abgebildeten Schichten vorgenommen (Geschwindigkeitsanalysen). Die Kenntnis eines

möglichst genauen Geschwindigkeitsmodells ist Voraussetzung für eine gute Qualität der «Normal Move Out»-Korrektur (NMO). Fig. 2.11 zeigt die Messdaten von fünf mehrfach überdeckten Untergrundbereichen (Bins) nach der NMO-Korrektur und vor der Ausblendung («Mute») der Störwellenanteile der direkten und refraktierten Wellen. Bei der nachfolgenden Stapelung werden die registrierten Amplituden horizontal aufaddiert, dadurch werden die an sich schwachen Nutzsignale der reflektierten Wellen gegenüber dem Rauschen und anderer Störsignale wesentlich verstärkt (vgl. Fig. 2.1c).

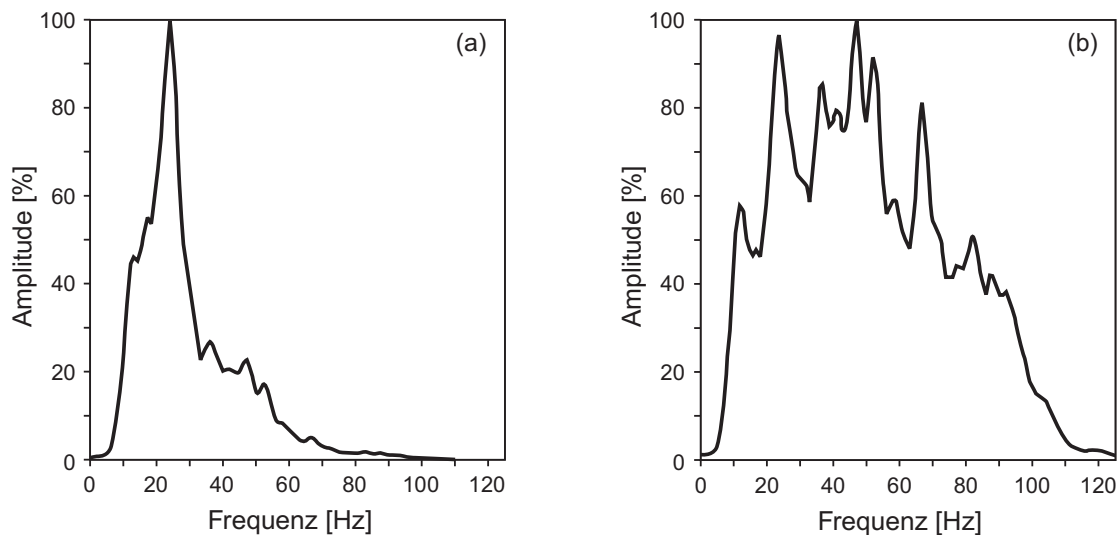


Fig. 2.10: Frequenzspektren vor und nach der Datenverarbeitung

In den Rohdaten dominieren die niedrigen Frequenzen (a). Nach Abschluss der Datenverarbeitung ist das Frequenzspektrum besser ausgeglichen (b). Der nutzbare Frequenzanteil liegt im Tiefenbereich der mesozoischen Sedimentgesteine im Bereich von ca. 10 bis 85 Hz.

Der nächste wichtige Schritt der Datenverarbeitung ist die richtige räumliche Positionierung der Reflexionseinsätze. Wäre das reflektierende Schichtpaket vollkommen eben und horizontal ausgerichtet, so läge die richtige räumliche Position der Reflexionseinsätze zentral zwischen Anregungspunkt und Empfänger (Zentralspur, vgl. Fig. 2.1b). Die gestapelten seismischen Spuren würden also die Reflexionseinsätze bezüglich der geographischen Koordinaten korrekt wiedergeben. Nur die zeitliche Position der Reflexionseinsätze müsste noch korrigiert werden, da der Laufweg vom Anregungspunkt zum Reflexionshorizont und dann zur Geofonstation immer länger ist als ein hypothetischer Laufweg, wenn Anregungspunkt und Empfänger beide auf der Zentralspur positioniert gewesen wären. Die NMO-Korrektur (vgl. Fig. 2.1c) korrigiert diesen zeitlichen Fehler.

Ist der Reflexionshorizont nicht eben ausgerichtet, sondern geneigt (Fig. 2.12), so bezeichnet die Zentralspur nicht mehr die korrekte räumliche Lage des Reflexionssignals. Zwei weitere Rechenschritte werden benötigt: Die «Dip Move Out»-Korrektur (DMO) und die Migration. Bei der DMO werden die Reflexionssignale vor der Stapelung derjenigen Position (P) zugeordnet, die senkrecht zum Reflexionshorizont über dem eigentlichen Reflexionspunkt liegt («Zero Offset»-Spur). Der DMO-Prozess kann aber die räumliche Lage des Reflexionspunkts noch nicht angeben. Er besagt nur, dass am Ort der «Zero Offset»-Spur exakt dieses Signal beobachtet würde, wenn Anregungspunkt und Geofonstation zusammen auf diesem Oberflächenpunkt (P) positioniert wären. Durch den Rechenschritt der Migration wird das reflektierte Signal endgültig an die richtige Stelle positioniert.

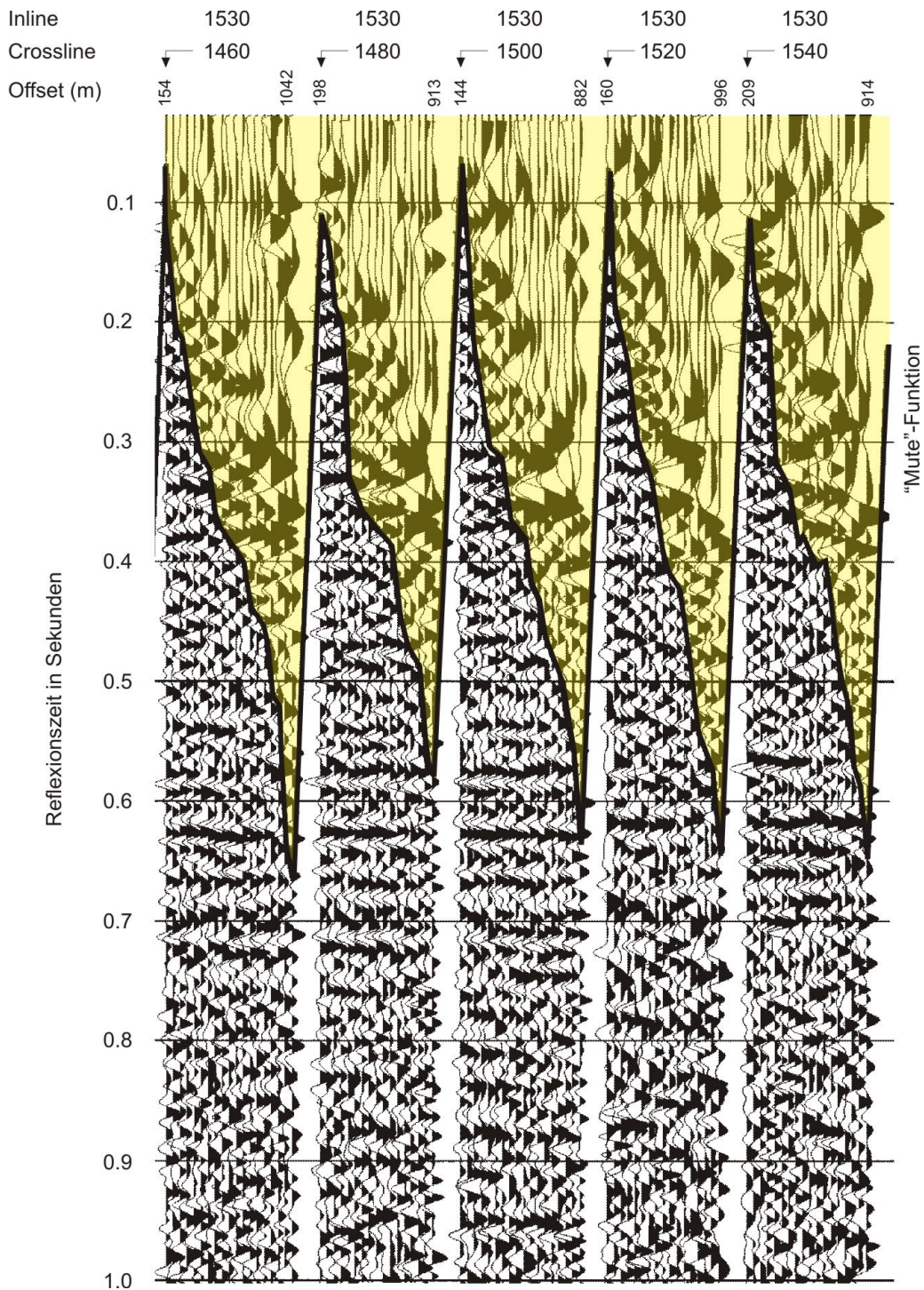


Fig. 2.11: NMO-korrigierte seismische Spuren

Die seismischen Spuren der fünf dargestellten Bins nach der NMO-Korrektur zeigen schon gut erkennbar die jetzt horizontal ausgerichteten, einzelnen Reflexionseinsätze der mesozoischen Sedimentschichten. Bei der Stapelung werden die Amplituden jedes Bins horizontal addiert, wobei vorgängig der Bereich (gelb hinterlegt) oberhalb der eingezeichneten, für jedes Bin unterschiedlich festgelegten «Mute»-Funktion (schwarze Linien) ausgeblendet wird. Dadurch können die oberflächennahen Störsignale der direkten und refraktierten seismischen Wellenanteile eliminiert werden, welche die Reflexionseinsätze bei grösseren Offsets (Abstand zum Anregungspunkt) störend überlagern.

Im Messgebiet weisen die Reflexionshorizonte durchschnittlich eine geringe Neigung von lediglich drei bis sechs Grad auf. Dennoch war bei der Anwendung des DMO-Rechenprozesses und der Migration eine deutliche Verbesserung der Abbildungsqualität festzustellen, die es auch ermöglichte, kleine strukturelle Abweichungen im generellen Einfallen der Schichten zu erfassen.

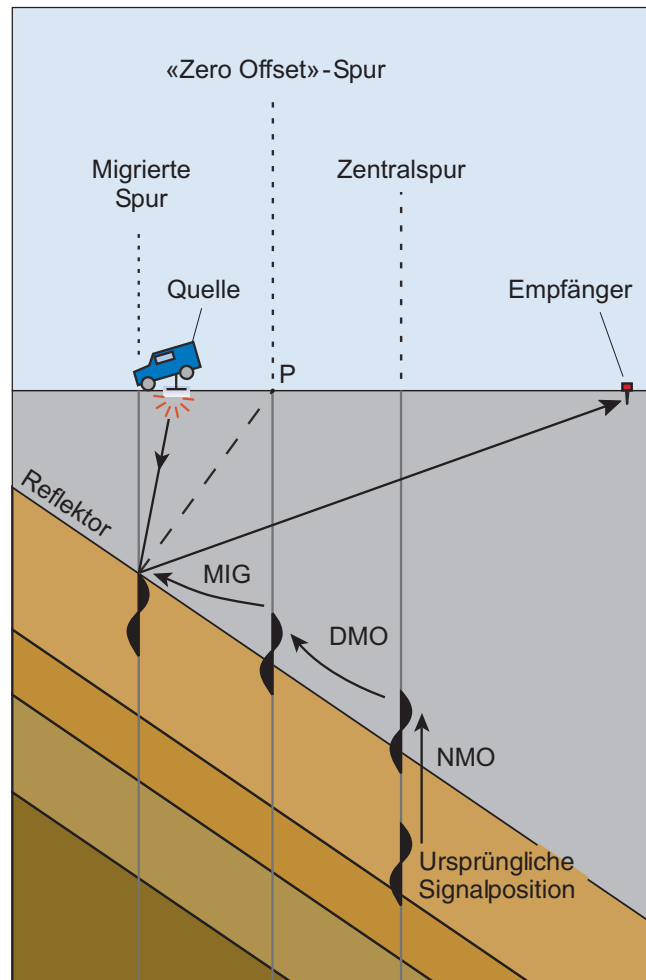


Fig. 2.12: Räumliche Positionierung eines Reflexionssignals (nach SHERIFF 1991)

NMO = «Normal Move Out»-Korrektur, DMO = «Dip Move Out»-Korrektur, MIG = Migration. Der «Dip Move Out»-Rechenprozess und die Migration werden nur bei geneigten Reflexionshorizonten benötigt.

Zur besseren Interpretierbarkeit wurde nach der Stapelung eine Phasen Anpassung auf die Daten angewendet, damit die Reflexionshorizonte – genügend grosse Schichtmächtigkeiten vorausgesetzt (s. Kap. 4.2.2) – jeweils durch die Amplitudenmaxima der entsprechenden Reflexionsereignisse dargestellt werden («zero phasing»). Diese Darstellung erleichtert auch die Korrelation mit den geophysikalischen Daten der beigezogenen Sondierbohrungen. Anhand des spektralen Amplitudenausgleichs wurde dafür gesorgt, dass eventuell noch vorhandene, frequenzabhängige Amplitudenverluste nach der Migration nochmals kompensiert und das Frequenzspektrum besser ausgeglichen werden konnte. Anteile von unkorreliertem seismischem Rauschen, die dabei ebenfalls verstärkt wurden, konnten durch Anwendung verschiedener Filter (FX-Dekonvolution, Bandpassfilter) erfolgreich unterdrückt werden.

2.5 Ausgabe des fertig verarbeiteten Datensatzes

Nach Abschluss der Datenverarbeitung wurden vier verschiedene Versionen des rund 1 GByte grossen Amplitudendatensatzes für die geologische Interpretation ausgespielt:

1. die Basisversion mit FX-Dekonvolution, auf der anschliessend alle Auswertungsarbeiten durchgeführt und die Ergebnisse der strukturgeologischen und seismostratigraphischen Auswertung abgespeichert wurden;
2. eine Version ohne FX-Dekonvolution zur Qualitätskontrolle dieses letzten bedeutenden Datenverarbeitungsschrittes und, zum selben Zweck, auch
3. eine Version, die der Subtraktion der ersten beiden entspricht;
4. eine Version mit einer zusätzlichen Dekonvolution, angewendet über den gesamten Zeitbereich nach der Migration, zur Analyse eventuell vorhandener Anteile von multiplen Reflexionssignalen.

Die 3D-seismischen Daten können am Computerbildschirm als geschlossenes Datenvolumen (vgl. Fig. 4.4) oder in Form einzelner Schnittbilder in allen gewünschten Beobachtungsrichtungen dargestellt werden. Meistens wird für die geologische Interpretation wie in der herkömmlichen 2D-Seismik die vertikale Profildarstellung verwendet (Beil. 2.2 und 2.3). Hingegen kann der 3D-seismische Datensatz auch in Form von Zeitscheiben (horizontale Schnittflächen durch den Datensatz mit jeweils konstanten Reflexionszeitwerten) untersucht werden (Fig. 2.13). Zu Beginn der Interpretation wurde für die Darstellung aller Amplitudenabbildungen eine rot-weiss-schwarze Farbpalette gewählt, bei der die in Zusammenhang mit positiven akustischen Impedanzkontrasten stehenden positiven Amplituden schwarz erscheinen.

Die Beil. 2.2. und 2.3 stellen je ein Übersichtsprofil in N-S-Richtung, resp. in W-E-Richtung dar und zeigen eine gut ausgewogene Darstellung der Amplitudenwerte verteilt über die gesamte erfasste Gesteinssequenz innerhalb der ersten zwei Sekunden Reflexionszeit, vom Quartär bis tief ins Grundgebirge (Sockel). Die im Zentrum des Interesses stehende mesozoische Schichtabfolge zeichnet sich durch die leicht gegen Südosten geneigten, lateral über grosse Distanzen kontinuierlich ausgebildeten Reflexionshorizonte ab, die in Beil. 2.2 im Norden zwischen ca. 0.14 s und 0.58 s und im Süden zwischen ca. 0.4 s und 0.8 s, bzw. auf Beil. 2.3 im Westen zwischen ca. 0.18 s und 0.60 s und im Osten zwischen ca. 0.38 s und 0.79 s zu erkennen sind. Dabei heben sich vor allem der Malm an der Oberkante dieser Schichtabfolge sowie der untere Teil des Mesozoikums (Muschelkalk und Keuper) mit hohen Amplitudenwerten ab. Dazwischen sind die Amplitudenwerte eher gering und mussten für die Interpretation am Bildschirm erhöht werden und bei den Profildarstellungen kräftiger dargestellt werden (vgl. Beil. 4.1 bis 4.8). Unterhalb der mesozoischen Schichten sind die deutlich geringeren Amplituden der lateral nicht kontinuierlichen Reflexionseinsätze des Sockels (Kristallin und Permokarbon) zu erkennen, die trotz Anwendung entsprechender Filter im Rahmen der Datenverarbeitung («prediction gap», Dekonvolution nach der Stapelung) womöglich noch mit schwachen Signalen multipler Reflexionen durchsetzt und generell sehr schwer zu interpretieren sind.

Fig. 2.13 zeigt eine Zeitscheibe mit einer Reflexionszeit von 580 ms unter SRD (Seismic Reference Datum: 500 m ü.M.). Durch das geringe Einfallen der mesozoischen Gesteinsschichten im Messgebiet mit ca. 3 bis 6 Grad nach Südosten, ergibt sich ein charakteristisches Streifenmuster der Amplitudenverteilung der Reflexionssignale. Zeitscheiben, welche die registrierten positiven und negativen Amplitudenwerte über das gesamte Messgebiet zeigen, ermöglichen eine erste, einfache Beurteilung der Datenqualität. Weiterreichende Analysen der Qualität des Datensatzes, die erst im Laufe der fortschreitenden Auswertung vorgenommen worden sind (vgl. Fig. 5.1), werden später diskutiert. Im Randbereich des Messgebiets nimmt

die Mehrfachüberdeckung bedingt durch das Ende der Messauslage generell ab. Zusätzlich ist dort die Wirkung des während der Datenverarbeitung angewendeten Migrations-Operators (s. Kap. 2.4) im Allgemeinen reduziert. Bis an die nach theoretischen Gesichtspunkten eingezeichnete innere Gebietsumrandung (hellgrüne Linie) sind die Daten auf dem Zielhorizont Opalinuston vollständig migriert und weisen eine mindestens 9-fache Überdeckung (vgl. Fig. 2.6) auf. An der äusseren Gebietsumrandung (dunkelgrüne Linie) sind die Daten in der Regel nur noch unvollständig migriert und weisen eine maximal 3-fache Überdeckung auf. Trotz dieser generellen Reduktion der Datendichte im Randbereich sind die Reflexionseinsätze, ausser am Südostrand und in der nördlichen Ecke des Messgebiets, meistens noch bis an den äusseren Rand des Datensatzes in guter Qualität zu erkennen. Dies ist vor allem auf die unterschiedliche Wirkung des Migrations-Operators in Abhängigkeit der räumlichen Lage der Reflexionshorizonte zurückzuführen. Im vollständig überdeckten Bereich des Datensatzes sind zwei schmale Zonen zu erkennen, innerhalb derer die Reflexionseinsätze teilweise verzerrt und die Amplituden der Reflexionssignale deutlich schwächer ausgebildet sind. Die Reduktion der Datenqualität steht in beiden Zonen in Zusammenhang mit der lokal stark ändernden oberflächennahen Geologie. Das Gebiet reduzierter Datenqualität im Bereich der Sondierbohrung Benken (Zone 1) ist charakterisiert durch stark wassergesättigte, wenig verfestigte Lockergesteine in Bodennähe. Die während der Messungen angeregte Energie wurde in diesem Gebiet stark absorbiert, wobei insbesondere ein Verlust im hohen Frequenzbereich der Reflexionsdaten und eine deutliche Reduktion des Signal/Rausch-Verhältnisses resultierte. Wegen dieser lokalen Reduktion der Datenqualität war es wichtig, für die detaillierte Korrelation der 3D-Seismik mit den Befunden der Sondierbohrung Benken auch den Walkaway-VSP-Datensatz zur Hand zu haben, der es ermöglichte, diese Zone zu überbrücken (s. Kap. 3.2). Das markierte Gebiet im südlichen Bereich (Zone 2) ist charakterisiert durch relativ mächtige Schotterablagerungen im Bereich der quartären Felsrinne zwischen Kleinandelfingen und Rheinau. Vermutlich verursachen die hier abgelagerten, eher groben Schotter eine starke Streuung der seismischen Wellen im Untergrund. Dies kann zu einer raschen Abnahme der Energiedichte der ausgesendeten und reflektierten seismischen Wellen und dadurch ebenso zu einem Verlust an primärer Datenqualität führen, der in der Datenverarbeitung nicht kompensiert werden kann.

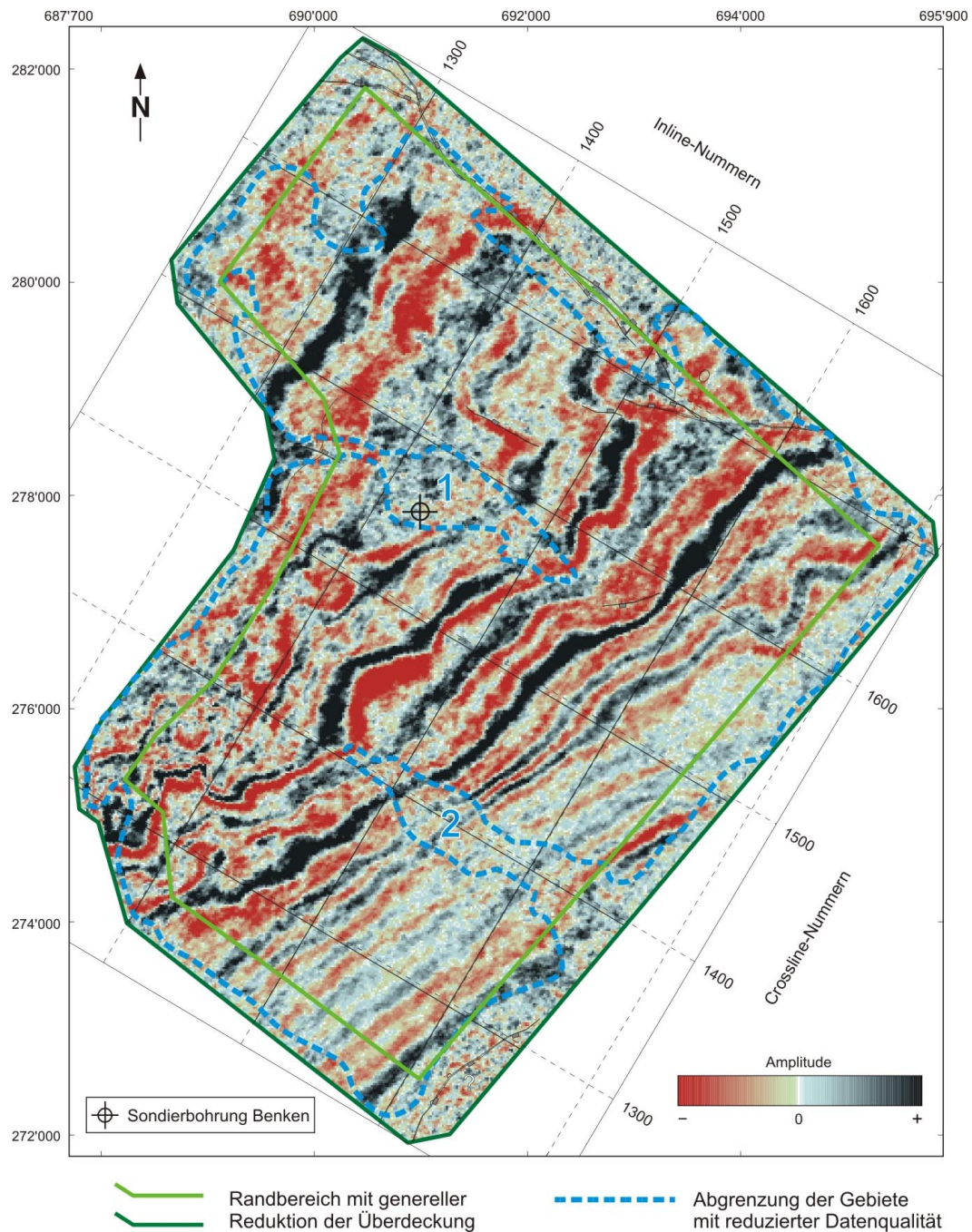


Fig. 2.13: Zeitscheibe durch den fertig verarbeiteten Datensatz

Die dargestellte Zeitscheibe entspricht einer horizontalen Ebene durch den 3D-seismischen Datensatz mit einer konstanten Reflexionszeit von 580 ms unterhalb des seismischen Referenzniveaus (500 m ü. M.). Durch die nach Südosten geneigten Gesteinsschichten wird ein charakteristisches Streifenmuster der angeschnittenen positiven und negativen Amplituden der Reflexionssignale hervorgerufen. Anhand der Qualität der Abbildung dieses Reflexionsmusters können Gebiete mit reduzierter Datenqualität (erhöhtem Anteil an seismischem Rauschen) erkannt werden. Die reduzierte Datenqualität ist entweder auf eine schlechtere Ankopplung (wegen ungünstiger oberflächengeologischer Verhältnisse in Zone 1 und 2, siehe Text) oder auf eine unvollständige Überdeckung im Randbereich des Messgebiets (zwischen den beiden grünen Umrandungslinien) zurückzuführen.

3 KORRELATION MIT DER SONDIERBOHRUNG BENKEN

3.1 Herleitung des synthetischen Seismogramms

Bei der Interpretation reflexionsseismischer Daten besteht der erste Arbeitsschritt in der Gegenüberstellung der von der Oberfläche aus aufgenommenen Daten mit verfügbaren bohrlochgeophysikalischen Informationen der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Tiefbohrungen. Die Korrelation mit der erbohrten geologischen Schichtabfolge ermöglicht die Identifizierung der lithologischen Schichtgrenzen, die zu den beobachteten Reflexionseinsätzen beitragen.

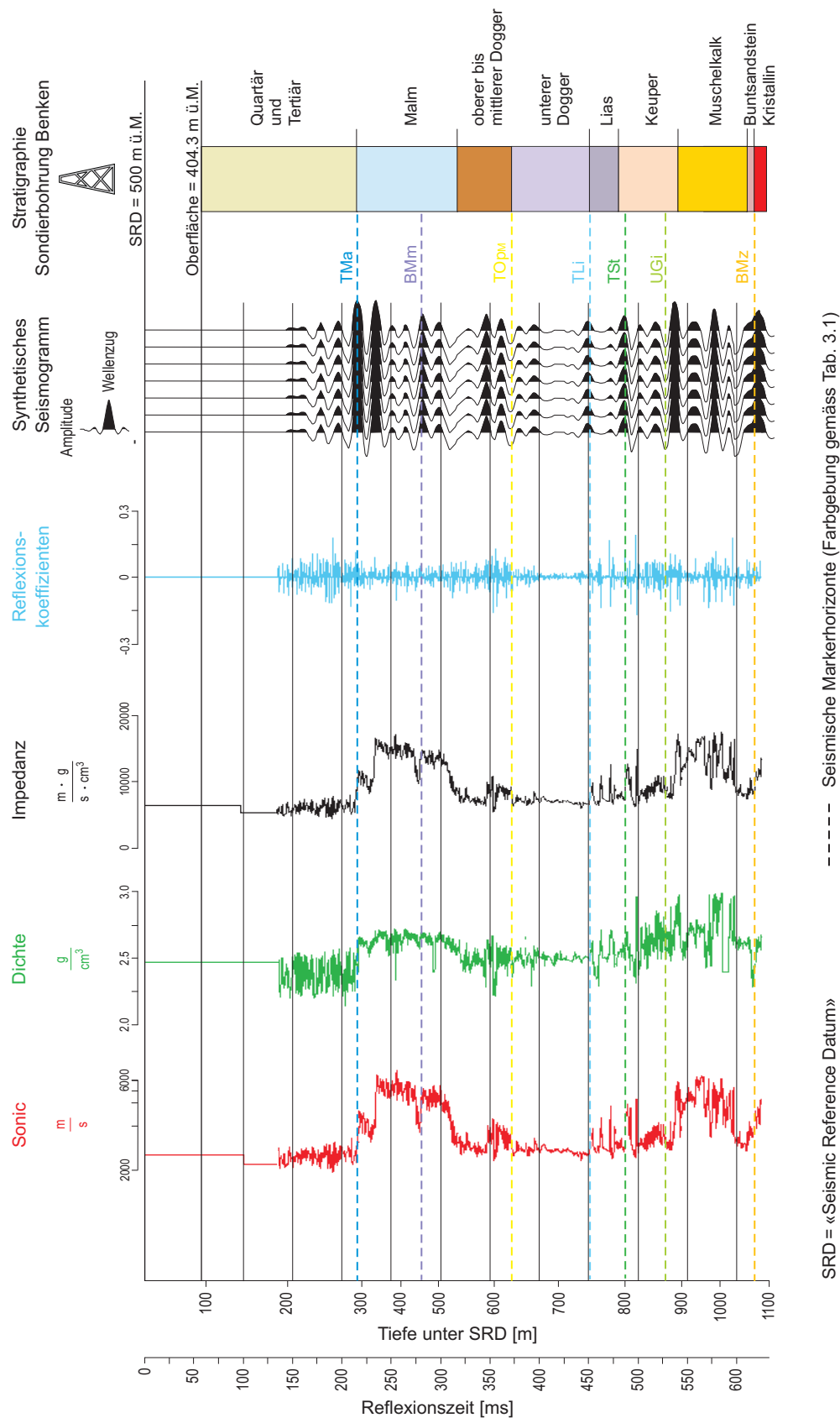
Im Untersuchungsgebiet konnte die Sondierbohrung Benken für eine Kalibrierung der reflexionsseismischen Daten verwendet werden. Für eine solche Kalibrierung müssen aus den Bohrlochdaten synthetische Seismogramme berechnet werden. Dabei werden die mit Hilfe sogenannter «Check-shots» korrigierten und auf eine lineare Zeitskala umgerechneten Sonic²- und Dichte-Logs (vgl. ALBERT 1999 und NAGRA 2001) verwendet. Aus dem Produkt dieser beiden Logs – der akustischen Impedanz – können dann die Reflexionskoeffizienten berechnet werden, die mit einem vorgegebenen, dem Frequenzbereich der Reflexionsdaten angepassten Wellenzug – dem sogenannten «Wavelet» – gefaltet, das gewünschte synthetische Seismogramm ergeben. Für eine eingehende Diskussion der Grundlagen wird auf SPRECHER & MÜLLER (1986) verwiesen.

Das synthetische Seismogramm wurde so berechnet, dass die Zeitachse mit derjenigen der seismischen Daten identisch ist und der Reflexionszeitpunkt $t = 0$ mit dem seismischen Referenzniveau (SRD) zusammenfällt. Fig. 3.1 zeigt die Herleitung des synthetischen Seismogramms. Das verwendete Wavelet ist ein den 3D-Seismikdaten bei der Sondierbohrung Benken angepasstes symmetrisches 0-Phase («zero phase»)-Trapezoid-Wavelet mit den Eckfrequenzen 2.5, 10, 60 und 90 Hz.

3.2 Vergleich mit dem Walkaway-VSP

Mit Hilfe des synthetischen Seismogramms können die Gesteinsschichtgrenzen am Bohrstandort als Sequenz tiefenkalibrierter Reflexionseinsätze dargestellt werden. Das Walkaway-VSP («Vertical Seismic Profile») bietet die zusätzliche Möglichkeit der direkten Verbindung zwischen den reflexionsseismischen Daten und den Bohrloch-Logs. Die 3D-seismischen Daten zeigen im Bereich der Sondierbohrung Benken aufgrund der stark wassergesättigten oberflächennahen Schichten (vgl. Fig. 2.13) relativ niederfrequente Reflexionssignale und damit eine schlechtere Auflösung als im restlichen Messgebiet. Ein weiteres Ziel des in Benken aufgenommenen Walkaway-VSPs war es daher, hoch auflösende Informationen über die Reflexionshorizonte im Bereich der Sondierbohrung zu erhalten und die Extrapolation der Bohrlochergebnisse auf den gesamten seismischen Datensatz zu erleichtern.

² Mit dem Sonic-Messgerät werden im Bohrloch die seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten (p-Wellen) gemessen.



SRD = «Seismic Reference Datum» - - - - - Seismische Markerhorizonte (Farbgebung gemäss Tab. 3.1)

Herleitung des synthetischen Seismogramms aus dem Sonic- und dem Dichte-Log, dargestellt entlang einer linearen Zeitachse.

Fig. 3.1: Synthetisches Seismogramm der Sondierbohrung Benken

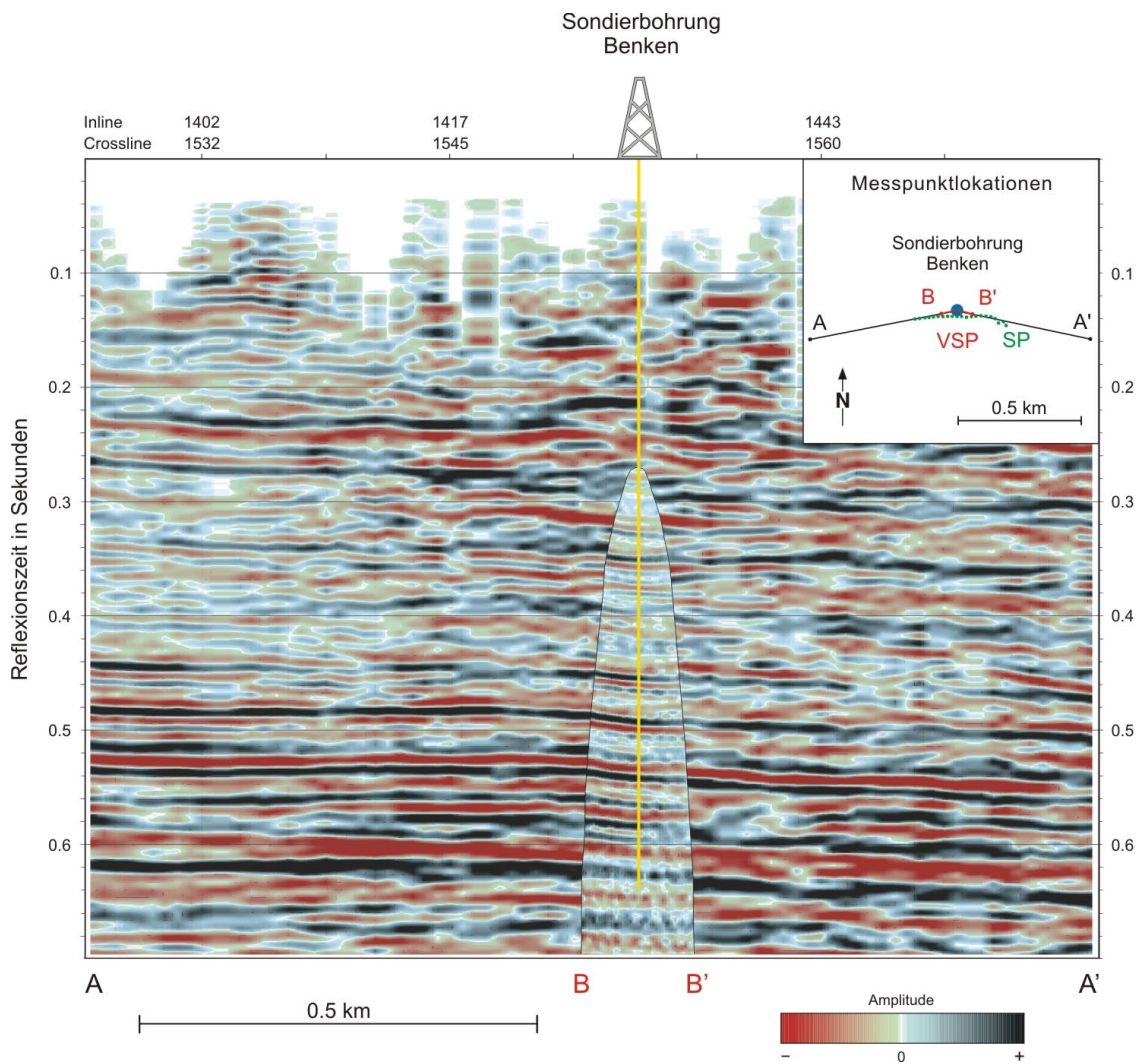


Fig. 3.2: Einbettung der ungefilterten Walkaway-VSP-Daten in die 3D-Seismik

Das Beispiel des W-E orientierten Walkaway-VSP-Profiles zeigt die sehr gute Übereinstimmung – trotz höherem Frequenzanteil der ungefilterten VSP-Daten ohne Spurensommation. In der Lagekarte (oben rechts) sind die Lokationen der VSP-Anregungspunkte (SP) als grüne Punkte und der Verlauf des resultierenden Walkaway-VSP-Profiles als rote Linien eingezeichnet sowie das abgebildete Profil der 3D-Seismikkampagne als schwarze Linien eingezeichnet.

Es sind zwei Walkaway-VSP-Profile aufgenommen worden, eines in W-E-Richtung mit einer Gesamtlänge an der Oberfläche von 400 m (200 m westlich und 200 m östlich der Bohrung) und eines in N-S-Richtung mit einer Gesamtlänge an der Oberfläche von 700 m (200 m nördlich und 500 m südlich der Bohrung). Verfahrensbeschreibungen, Aufnahmeparameter sowie Bearbeitungsschritte der VSP-Daten können dem Untersuchungsbericht der Sondierbohrung Benken (NAGRA 2001) entnommen werden. Um den Vergleich mit den 3D-seismischen Daten zu vereinfachen, wurden die beiden Profile durch Frequenzfilterung angepasst und einer 3-Spur-Summation unterzogen³. Die Fig. 3.2 bis 3.4 zeigen die hervorragende Übereinstimmung zwischen den drei voneinander völlig unabhängigen Erkundungsergebnissen: 3D-Seismik, Walkaway-VSP und synthetischem Seismogramm.

³ Der Abstand der seismischen Spuren wurde von 5 auf 15 m, wie bei der 3D-Seismik, erhöht.

Wegen der dem Walkaway-VSP eigenen Aufnahmetechnik und der geneigten Schichten im Untergrund in der Nähe der Sondierbohrung Benken müsste streng genommen jedem Abschnitt einer gegebenen VSP-Spur ein anderer geographischer Bezug in der horizontalen Ebene zugeordnet werden. Eine Modellierung mit Hilfe von «Ray-Tracing» hat gezeigt, dass die maximale laterale Abweichung von der vertikalen Ebene im oberen Teil des Benken-VSPs 35 m (nach WNW), also etwas mehr als zwei Bins beträgt. Die beiden Walkaway-Profile wurden aber zweidimensional verarbeitet (ORLOWSKY & ALBERT 1999). Das Einbetten der beiden Profile in Fig. 3.2 bis 3.4 entlang vertikaler Linien in die 3D-seismischen Daten ist deshalb ein Kompromiss, bei dem der untere Teil des mesozoischen Pakets von Reflexionshorizonten besser positioniert ist als der obere Teil.

3.3 Auswahl und Definition der lokalen seismischen Markerhorizonte

Aus den Korrelationen der Oberflächenseismik mit der Bohrlochseismik können lithostratigraphisch definierte Reflexionshorizonte abgeleitet werden (s. Kap. 3.1 und 3.2). Im näheren Umfeld der dafür verwendeten Tiefbohrungen bleibt der seismische Abbildungscharakter meistens derselbe, sodass die Reflexionshorizonte – soweit es die Qualität der reflexionsseismischen Daten zulässt – bezüglich ihrem seismischen Abbildungscharakter kartiert werden können. Das Erscheinungsbild einzelner Reflexionshorizonte ändert sich aber z. T. erheblich mit zunehmender Entfernung von der Bohrung und wechselnder Tiefenlage, wodurch deren stratigraphische Interpretation erschwert wird. Gesucht sind also Reflexionshorizonte mit relativ konstantem seismischem Charakter, die im ganzen Kartierungsgebiet erkannt werden können und deshalb als Ausdruck ein und desselben lithostratigraphischen Horizonts interpretierbar sind. Sie werden seismische Markerhorizonte genannt und bilden die Basis jeder Interpretation eines reflexionsseismischen Datensatzes. Sie erlauben einerseits eine sichere Kartierung der Strukturen. Da sie in der Regel zugleich Grenzen zwischen diskreten seismischen Geschwindigkeitsintervallen innerhalb der Gesteinsabfolge bilden, können sie andererseits nach einer Zeit/Tiefenkonversion für die Darstellung der wahren räumlichen Lage wichtiger geologischer Einheiten anhand von Tiefenkarten verwendet werden (vgl. Beil. 4.15 bis 4.21). Die übrigen Reflexionshorizonte mit weniger konstantem seismischem Charakter, die nur in einem Teil des Messgebiets erscheinen oder ihren Charakter lateral ändern, sind sogenannte Hilfshorizonte.

Die Definition der seismischen Markerhorizonte konnte auf die Vorgaben der regionalen 2D-Seismik-Interpretation 1991/92 'Nördlich Lägeren – Zürcher Weinland' (NAEF et al. 1995) abgestützt und durch die Befunde der Sondierbohrung Benken ergänzt werden. Die seismischen Markerhorizonte werden in Tab. 3.1 charakterisiert und – soweit deren Definition von derjenigen von NAEF et al. (1995) abweicht oder es sich um neue Horizonte handelt – nachfolgend in stratigraphisch absteigender Reihenfolge näher umschrieben. Zusätzlich gibt Fig. 3.5 die Position der Markerhorizonte in der Oberflächen- und der Bohrlochseismik (Walkaway-VSP und synthetisches Seismogramm) sowie in einem lithostratigraphischen Profil an. Die seismischen Markerhorizonte TMa (Top Malm), TLi (Top Lias) und BMz (Basis Mesozoikum) wurden schon in NAEF et al. (1995) verwendet, die Horizonte BMm (Basis Mittlere Malmmergel), TOP_M (Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten), TSt (Top Stubensandstein-Formation) und UGi (unterer Gipskeuper) wurden neu definiert.

Als Markerhorizont Basis Mittlere Malmmergel (BMm) wird der Reflexionshorizont mit kontinuierlicher positiver Amplitude interpretiert, die durch den Wechsel von einer mergeligen Sedimentfolge an der Basis des Kimmeridgian, d. h. den Mittleren Malmmergeln in der Sondierbohrung Benken und den Schwarzbach-Schichten in der Bohrung Weiach (GYGI 2000) zu den mächtigen Wohlgeschichteten Kalken des Oxfordian verursacht wird.

Beim Korrelieren der Oberflächenseismik mit den Ergebnissen der Sondierbohrung Benken stellte sich heraus, dass der im Rahmen der OPA 91/92 Interpretation lateral extrapolierte seismische Horizont Top Opalinuston (TOp) im Messgebiet in Wirklichkeit der Oberkante der Murchisonae-Schichten entspricht. Dies ist nicht weiter verwunderlich angesichts der Tatsache, dass der in Weiach und in anderen Bohrungen der Nordschweiz vorhandene lithologische Kontrast zwischen Murchisonae-Schichten und Opalinuston in Benken völlig fehlt⁴. In NAEF et al. (1995) wurde folglich im Raum Zürcher Weinland im Rahmen der seismischen Auflösbarkeit das Dach des Wirtgesteins kartiert. Der anhand der damaligen Interpretation im 3D-seismischen Messgebiet ausgewertete und inzwischen in der Sondierbohrung Benken erbohrte Horizont wird hier als Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOp_M) bezeichnet. Er liegt 0.86 m über der in der Bohrung Benken definierten Oberkante des Wirtgesteins (NAGRA 2001). Es wird angenommen, dass die in den Murchisonae-Schichten in der Sondierbohrung Benken angetroffenen lithostratigraphischen Verhältnisse im 3D-seismischen Messgebiet überall gleich sind, da der Fazieswechsel in den Murchisonae-Schichten zwischen den Bohrungen Benken und Weiach anhand der 2D-seismischen Linien 1991/92, östlich von Eglisau, ausserhalb des 3D-seismischen Messgebiets lokalisiert werden konnte (s. Kap. 5.3).

Die genaue Kalibrierung der oberflächenseismischen Daten in der Sondierbohrung Benken sowie die anschliessende lithostratigraphische Modellierung von seismischen Spuren an vier ausgewählten Punkten innerhalb des 3D-seismischen Datensatzes (s. Kap. 5.2) haben zudem gezeigt, dass die Oberkante der Murchisonae-Schichten nicht exakt dem mit einem negativen akustischen Impedanzsprung assoziierten Amplitudenminimum entspricht, sondern durchschnittlich +2 ms darunter, also in der Flanke des Wellenzugs liegt. Weil eine solche Lage von den Interpretationsalgorithmen nicht automatisch kartiert werden kann, wurde das Amplitudenminimum – das zusätzlich die Möglichkeit einer Amplitudenextraktion bietet – kartiert und die so erhaltene Fläche anschliessend um +2 ms nach unten verschoben. Beim Markerhorizont Top Lias (TLi) wurde eine ähnliche Verschiebung beobachtet. Sie beträgt dort durchschnittlich +3 ms. Auch bei diesem Horizont wurde ein Amplitudenmaximum (hier positiv) kartiert und die resultierende Fläche anschliessend vertikal verschoben (vgl. Tab. 3.1).

Fig. 3.5 zeigt, dass die Lias – Keuper-Grenze bezüglich ihrer akustischen Impedanzen schlecht definiert ist. Ihr wurde als seismischer Markerhorizont die in der Sondierbohrung Benken lithostratigraphisch viel besser definierte Schichtgrenze Top Stubensandstein-Formation (TSt) vorgezogen. Sie kann im ganzen Messgebiet der 3D-Seismik als sehr gut ausgebildete, positive Amplitude kartiert werden. Die Modellierung der seismischen Spuren (s. Kap. 5.2) hat allerdings gezeigt, dass die Mächtigkeit der Stubensandstein-Formation im 3D-seismischen Messgebiet variiert. Damit scheint eine Verschiebung des Amplitudenmaximums von der lithostratigraphischen Grenze weg gekoppelt zu sein⁵. Weil diese maximal 3 ms grosse Verschiebung nicht konstant ist, im Gegensatz zu den Markerhorizonten TOp_M und TLi, sondern mit der Mächtigkeit der Stubensandstein-Formation variiert, kann sie nicht korrigiert werden. Für die strukturelle Interpretation ist dies unbedeutend, für die Tiefenumwandlung ergibt dies eine zusätzliche (max. 5 m grosse) Unsicherheit bei den Tiefenangaben (s. Kap. 4.7).

⁴ In der Sondierbohrung Benken wurden die über dem Opalinuston liegenden Murchisonae-Schichten generell in der gleichen tonigen Fazies wie der Opalinuston angetroffen (siehe auch unter "Wirtgestein" im Anhang).

⁵ Der Grund liegt in der Variation der Interferenzerscheinungen der Teilreflexionselemente (s. Kap. 5.2).

Tab. 3.1: Charakterisierung der in der Sondierbohrung Benken korrelierten seismischen Markerhorizonte

Bezeichnung	Lithostratigraphische Definition	Seismischer Ausdruck, Kartierbarkeit im 3D-seismischen Gebiet	Tiefe [m u. Terr.]	Reflexionszeit [ms]	Farbgebung	Abbild der 3D-Seismik (0-Phase)	Abkürzung
Top Malm = Basis Tertiär	Dach der Malmkalke im Liegenden des Tertiärs. Top des Mesozoikums = heterochrone Erosionsfläche.	Allgemein starker und tieffrequenter, positiver Impedanzsprung mit hoher Amplitude, z. T. gestört durch Erosionsdiskordanzen und Karsterscheinungen.	199	217	blau		TMa
Basis Mittlere Malmmergel	Basis des Kimmeridgian. Basis der Kalkmergel im Hangenden der Wohlgeschichteten Kalke: Malm γ im E, Mittlere Malmmergel im N resp. Schwarzbach-Schichten im W.	Gut kartierbare positive Amplitude, eher tieffrequent.	361	281	violett		BMm
Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten	Oberkante der Murchisonae-Schichten, d. h. des tonigen unteren Doggers.	Neg. Amplitude unterhalb des tiefsten, über grössere Strecken kartierbaren pos. Reflektors des mittleren Doggers; gut kartierbar. Die wahre Oberkante der Murchisonae-Schichten liegt ca. 2 ms unterhalb des Amplitudenminimums.	539	374	gelb		TOp_M
Top Lias = Basis Opalinuston	Übergang vom tonreichen Aalenian zum kalkigen Toarcian. Scharfe stratigraphische Grenze, lithologisch gut definiert.	Im 3D-Gebiet generell gut definierter, pos. Impedanzsprung an der Oberkante des Lias – Keuper-Reflektorbands. Die wahre Oberkante des Lias liegt ca. 3 ms unterhalb des Amplitudenmaximums.	652	454	hellblau		TLi
Top Stubensandstein-Formation	Markanter Lithologiewechsel zwischen den Tonmergeln der Knollenmergel und den liegenden Dolomitbrekzien der Stubensandstein-Formation	Sehr gut ausgebildete, pos. Amplitude mittl. Frequenz im oberen Teil einer relativ schwach reflektierenden, ca. 40 ms breiten Zone (Gipskeuper + Schilfsandstein-Formation).	709	490	grün		TSt
unterer Gipskeuper	Lithologisch wenig markanter Wechsel innerhalb des Gipskeupers zwischen der "zyklischen" und der "feingeschichteten Serie" (BLÄSI et al. 1999)	Durch konstruktive Interferenzen ausgeprägte negative Amplitude über dem bisher in der Nordschweiz verwendeten Reflektor Top Muschelkalk, dessen positive Amplitude im 3D-Gebiet schlechter ausgebildet ist.	781	532	hellgrün		UGi
Basis Mesozoikum	Basis des Buntsandsteins	Tiefster durchgehender Reflektor des Mesozoikums, im Südteil z. T. diskordant zum liegenden Perm/Kristallin. Nicht immer eindeutig kartierbar.	983	622	orange		BMz

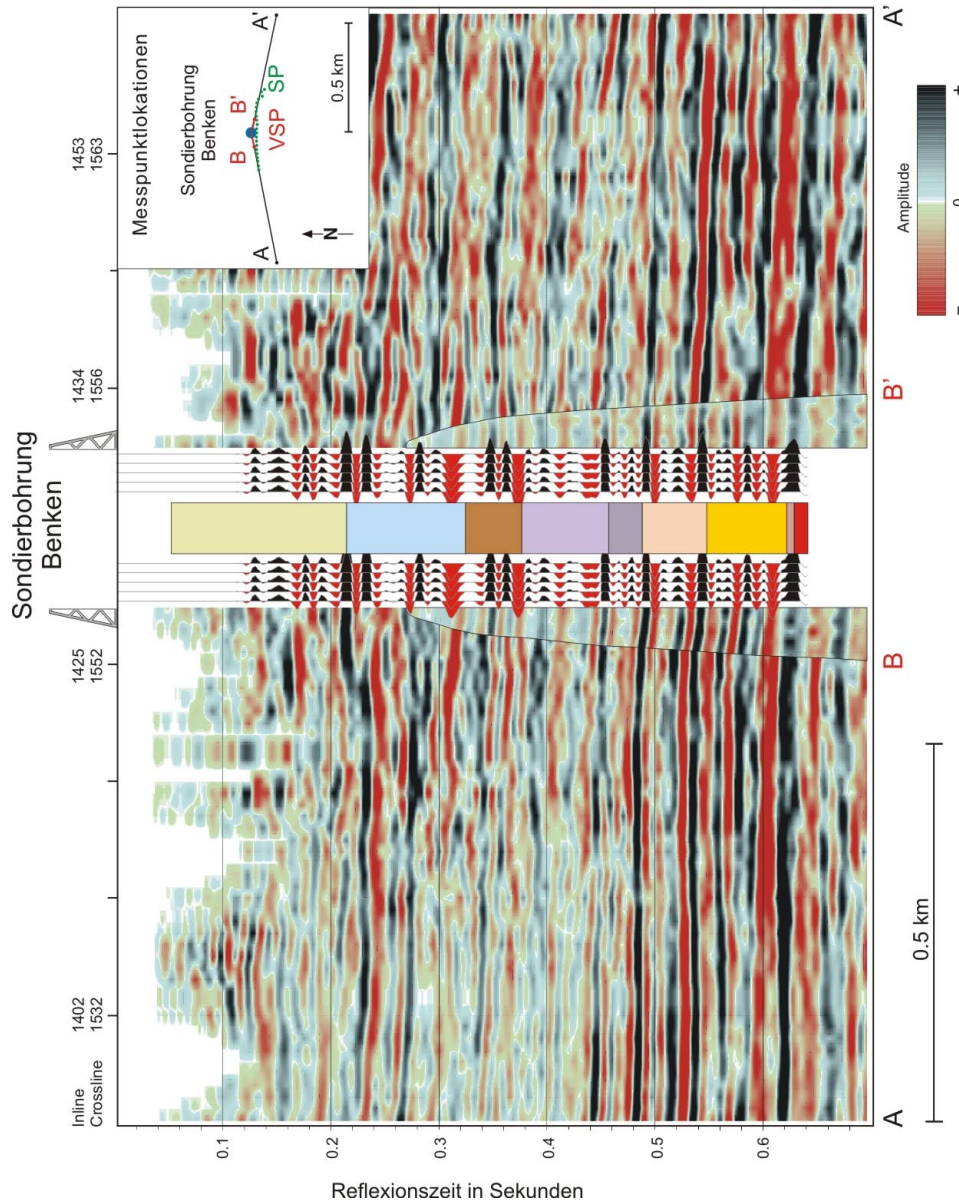


Fig. 3.3: W-E verlaufendes Korrelationsprofil

Das Korrelationsprofil zeigt das W-E verlaufende, durch Filterung und Spurensammlung angepasste Walkaway-VSP-Profil (B – B') und in gleicher Richtung verlaufende Profilschnitte der 3D-Seismik-kampagne (A – A'). Beide Datensätze sind am Ort der Sondierbohrung Benken aufgetrennt. Eingeschoben dargestellt ist das synthetische Seismogramm beiderseits einer stratigraphischen Übersicht der Bohrung (vgl. Fig. 3.1).

An Stelle des früher als Top Muschelkalk definierten Reflexionshorizonts im Dach des Gipskeuper-Basisanhydrits wurde neu der im gesamten Messgebiet der 3D-Seismik besser definierte, darüberliegende Reflexionseinsatz mit negativer Amplitude interpretiert. Dieser Horizont wird als unterer Gipskeuper (UGi) bezeichnet, wobei die lithologische Grenze zwischen der "zyklischen" und der "feingeschichteten Serie" (BLÄSI et al. 1999) des Gipskeupers liegt. Die vertikale Distanz zu der für die Tiefenumwandlung der Zeithorizonte wichtigen Keuper – Muschelkalk-Grenze beträgt in Benken ca. 30 m (s. Kap. 4.7).

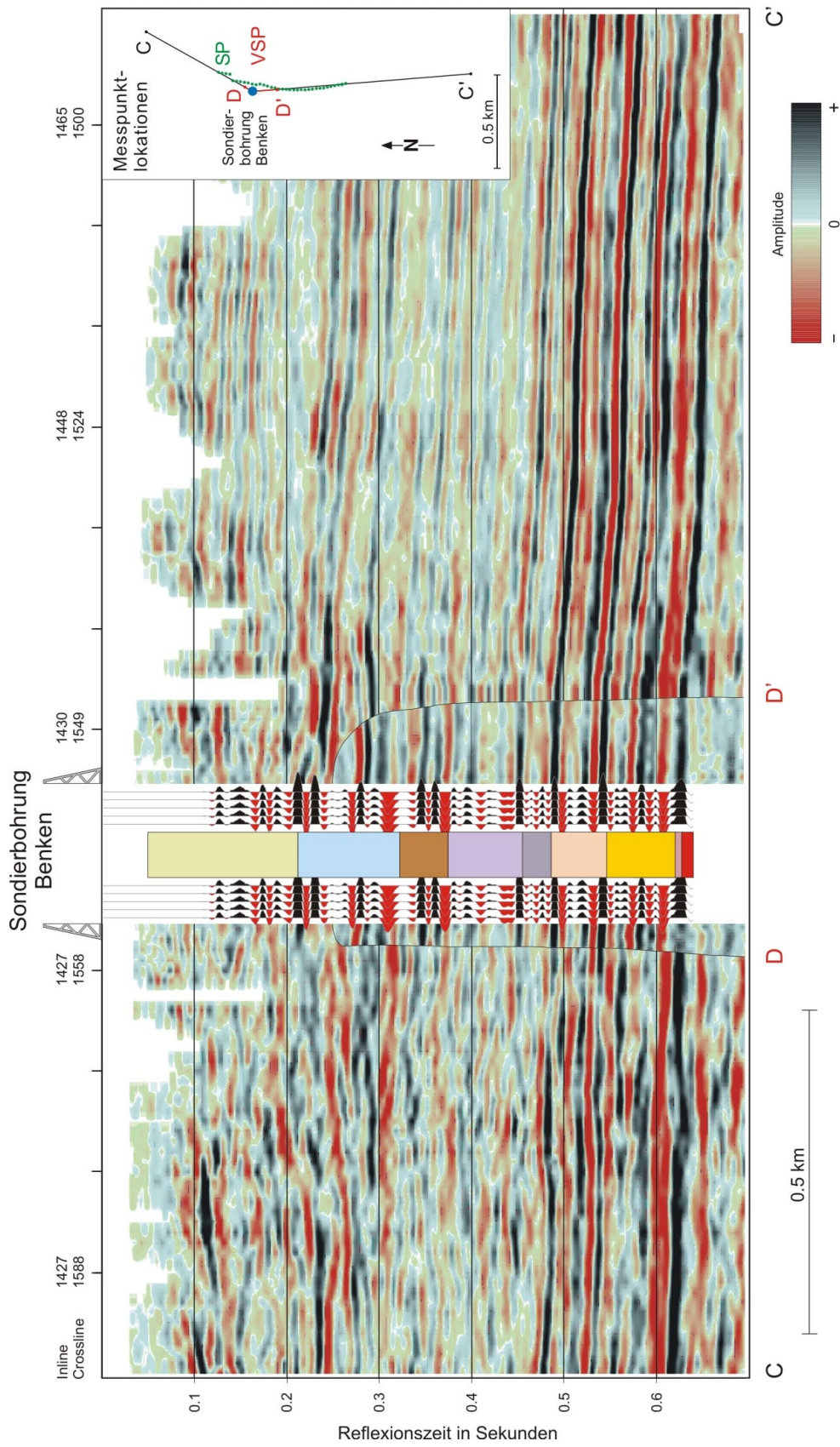


Fig. 3.4: N-S verlaufendes Korrelationsprofil

Das Korrelationsprofil zeigt das N-S verlaufende, durch Filterung und Spurensommation angepasste Walkaway-VSP-Profil (D – D') und in gleicher Richtung verlaufende Profilabschnitte der 3D-Seismikkampagne (C – C'). Beide Datensätze sind am Ort der Sondierbohrung Benken aufgetragen. Eingeschoben dargestellt ist das synthetische Seismogramm beiderseits einer stratigraphischen Übersicht der Bohrung (vgl. Fig. 3.1).

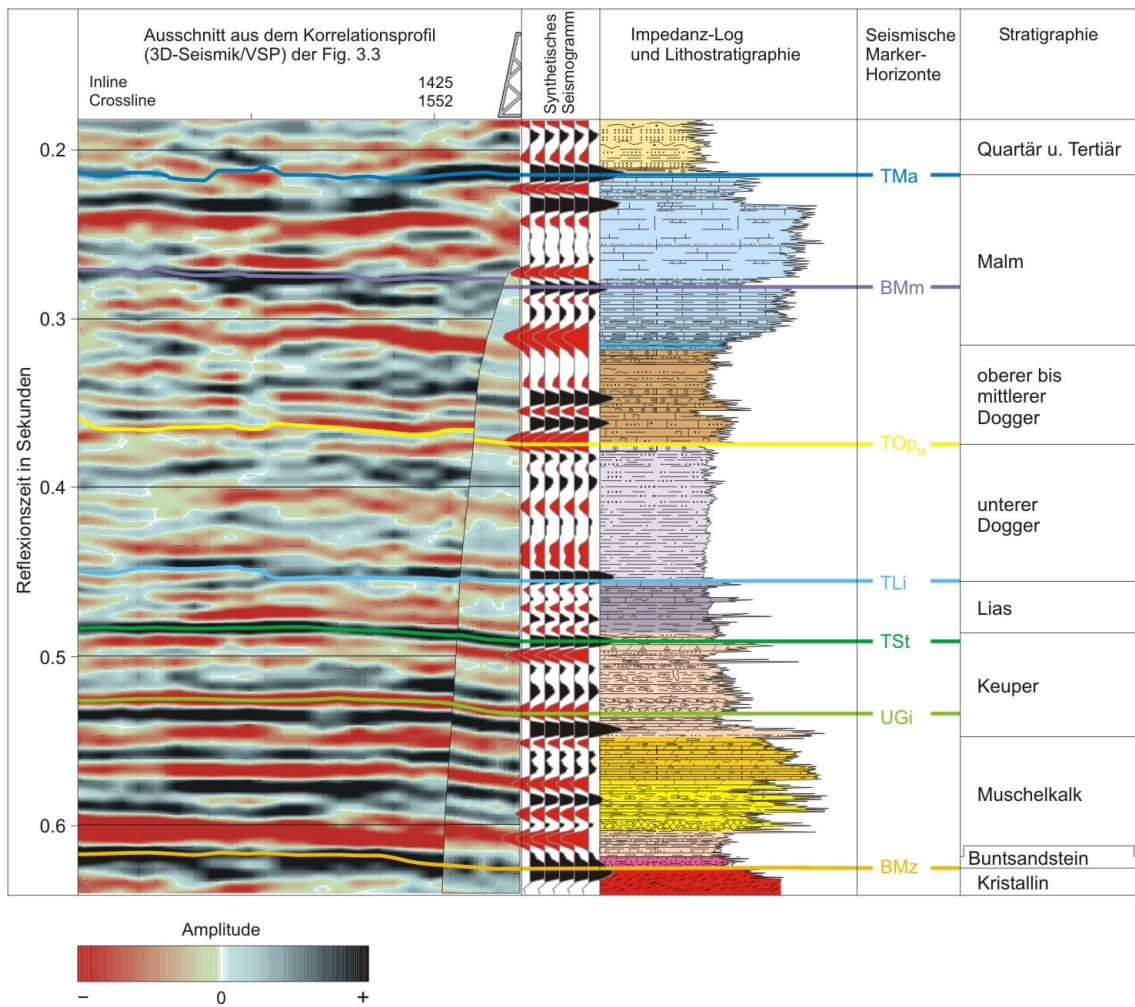


Fig. 3.5: Stratigraphische Einordnung der seismischen Markerhorizonte

Zeitlineare lithostratigraphische Abfolge der Sondierbohrung Benken mit Einordnung der lokalen seismischen Markerhorizonte; Vergleich mit den geophysikalischen Daten.

4 STRUKTURGEOLOGISCHE AUSWERTUNG

Bei der strukturgeologischen Auswertung werden die in Abhängigkeit der Laufzeit der reflektierten seismischen Wellenanteile registrierten Reflexionssignale den aus den umliegenden Sondierbohrungen bekannten, reflektierenden Gesteinsschichtgrenzen (Reflexionshorizonten) zugeordnet und diese bezüglich ihrer räumlichen Lage untersucht, um daraus Aussagen über die strukturgeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ableiten zu können.

Die vorliegende Auswertung wurde computergestützt mit der Software Seisvision® der Firma GeoGraphix, Tochter der Firma Landmark Inc. durchgeführt. Seisvision® arbeitet auf der Windows NT Plattform und bietet eine integrierte Lösung zur Interpretation von 2D- und 3D-seismischen Daten am Bildschirm eines PCs. Die Tiefenumwandlung und die Kartierung der Resultate erfolgten auf der gleichen Plattform mit dem Programm Petrosys© der Firma Petrosys Pty. Ltd. Schliesslich wurde das flexible Bildbearbeitungsprogramm ER Mapper® der Firma Earth Resource Mapping gewählt, um auf einer Unix-Workstation die seismische Attributanalyse durchzuführen. Nach Abschluss der Auswertung wurden die verschiedenen Datensätze auf Exabyte 8 mm-Magnetbändern im branchenüblichen SEG-Y-Format archiviert, während die Ergebnisse der Auswertung direkt auf CD-ROM archiviert wurden.

4.1 Korrelation mit den bestehenden regionalen seismischen Daten

Die 2D-seismischen Linien der Messkampagne 1991/92, deren damalige Interpretation (NAEF et al. 1995), die zugehörigen Kulturdaten (Geographie etc.) sowie die geophysikalischen Messdaten (Sonic- und Dichte-Log) der Sondierbohrungen wurden ebenfalls in das Seisvision-System geladen. Über das regionale Profil 91-NO-75 konnte der 3D-seismische Datensatz direkt mit der Sondierbohrung Weiach – der wichtigsten Bohrung für die Kalibration der bisherigen regionalen Auswertung – verbunden werden (Beil. 1.1). Der Vergleich des 3D-seismischen Datensatzes mit den durch das Messgebiet verlaufenden 2D-seismischen Profilen der Jahre 1979 bis 1983 der Erdölindustrie erfolgte visuell anhand von Papiervorlagen. Die Qualitätsunterschiede sind zu gross, als dass sich eine digitale Verwendung dieser älteren Seismikdaten gelohnt hätte. Sie sind allerdings schon während der Auswertung der regionalen Messkampagne 1991/92 berücksichtigt worden. Durch den Vergleich des neuen, 3D-seismischen Datensatzes mit der damaligen Interpretation (NAEF et al. 1995) wurden indirekt auch die Erkenntnisse dieser älteren Seismik wiederverwertet.

Fig. 4.1 zeigt eine Komposition eines NW-SE verlaufenden Ausschnitts der regionalen 2D-seismischen Linie 91-NO-68 mit einem willkürlich gewählten N-S-Profilausschnitt des 3D-seismischen Datensatzes. An der Schnittkante stimmt die Lage der Reflexionshorizonte auf beiden Profilen – trotz des leicht unterschiedlichen Charakters der verschiedenen Datensätze – exakt überein, ohne dass eines der beiden Profile vertikal verschoben worden ist. Die Übereinstimmung der beiden unabhängig voneinander gemessenen Datensätze belegt die Robustheit des reflexionsseismischen Messverfahrens zur Abbildung sedimentärer Gesteinsschichten im Messgebiet.

Fig. 4.2 zeigt einen direkten Vergleich der beiden Datensätze anhand der regionalen Profillinie 91-NO-66 (s. Beil. 1.1). Für diese Gegenüberstellung wurde ein Profil aus dem westlichen Teil des Messgebiets ausgespielt, das exakt entlang der regionalen Messlinie verläuft. Die bessere Abbildungsqualität der untiefen tertiären Schichten auf dem im oberen Teil der Figur dargestellten regionalen Profil (vgl. Kreis Nr. 1 in beiden Profildarstellungen) ist darauf zurückzuführen, dass bei der 2D-Seismik kleinere Intervalle von nur 20 m zwischen den Messstationen verwendet werden konnten und dadurch eine höhere oberflächennahe Überdeckung erzielt wurde. Angesichts der relativ dichten Besiedlung im Messgebiet musste bei der flächen-

deckenden 3D-Seismik mit Messstationsabständen von 30 m gearbeitet werden (Kap. 2.2). Die für die Abbildung der oberflächennahen quartären und tertiären Schichten in Kauf genommene Einschränkung macht sich aber bei den unterhalb 200 m u.T. liegenden Zielhorizonten der mesozoischen Sedimentschichten nicht mehr bemerkbar. Diese Schichten sind auf der 3D-Seismik generell sogar besser wiedergegeben. So konnte z. B. der oberste mesozoische Horizont, Top Malm (vgl. Kreis Nr. 2, gleiche Figur) im Rahmen der Datenverarbeitung, hauptsächlich dank des räumlich optimal wirkenden «Dip Move Out»-Rechenprozesses (Kap. 2.4), deutlicher abgebildet werden. Auch sind kleinere Strukturen mit z. T. steilen Flanken an der Basis des Mesozoikums besser fokussiert (vgl. Kreis Nr. 3, gleiche Figur) und können erst anhand des neuen, 3D-seismischen Datensatzes mit genügender Sicherheit im Detail kartiert und ausgewertet werden (Kap. 4.5). Die generelle Verbesserung der Abbildungsqualität im mittleren und unteren Mesozoikum gegenüber den früheren Profilmessungen ist vor allem auf die dreidimensionale Wirkung des Migrationsprozesses während der Datenverarbeitung zurückzuführen. Im tieferen Sockel, unterhalb einer Sekunde Reflexionszeit zeigen sich in den 3D-seismischen Daten stellenweise höhere Amplituden (vgl. Kreis Nr. 4, gleiche Figur), die auf den regionalen 2D-seismischen Profilen auch anzutreffen, jedoch weniger deutlich ausgeprägt sind. Die Ursache dieser Erscheinungen in grosser Tiefe (mehr als 2'000 m u.T.) ist unklar.

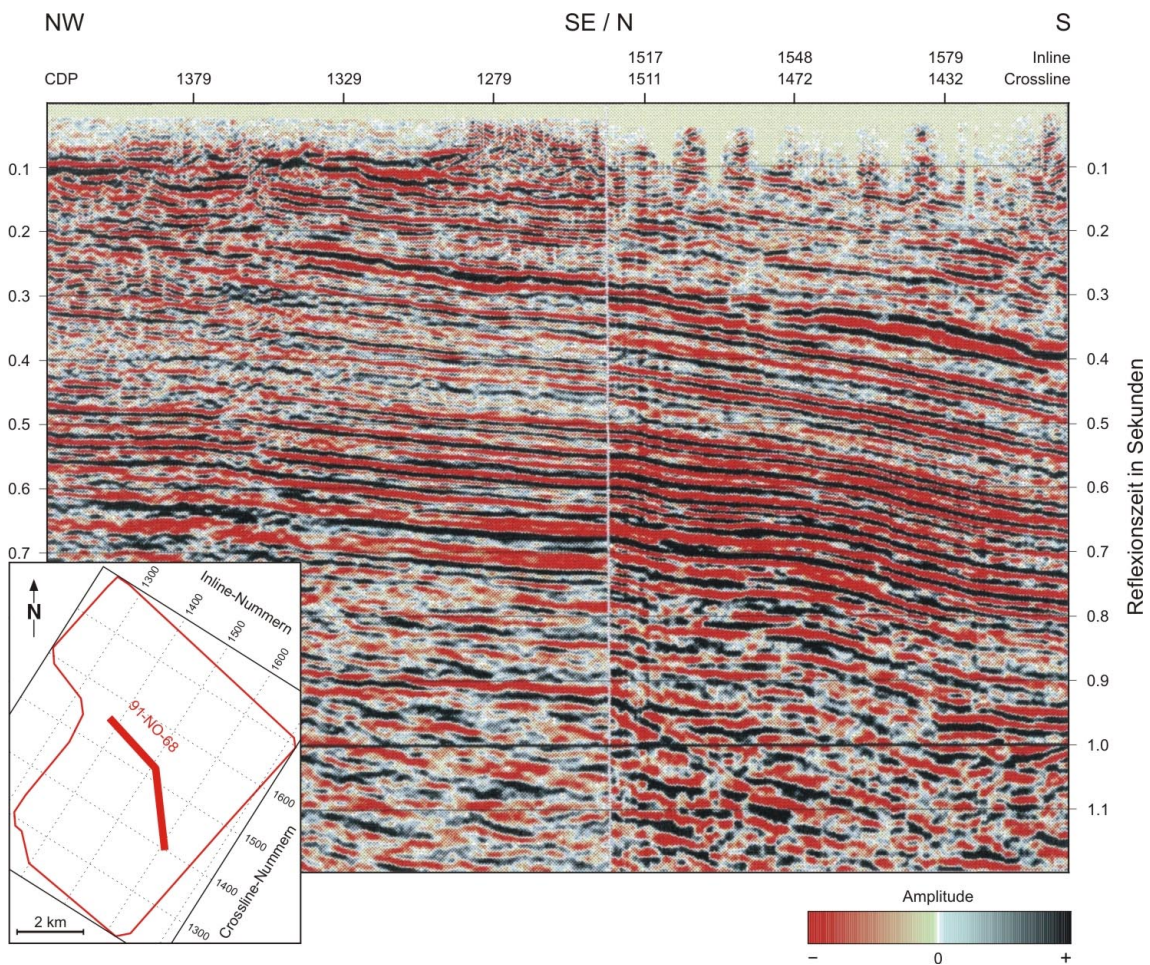


Fig. 4.1: Übereinstimmung der regionalen seismischen Profildaten von 1991/92 (links) mit dem 3D-seismischen Datensatz (rechts)

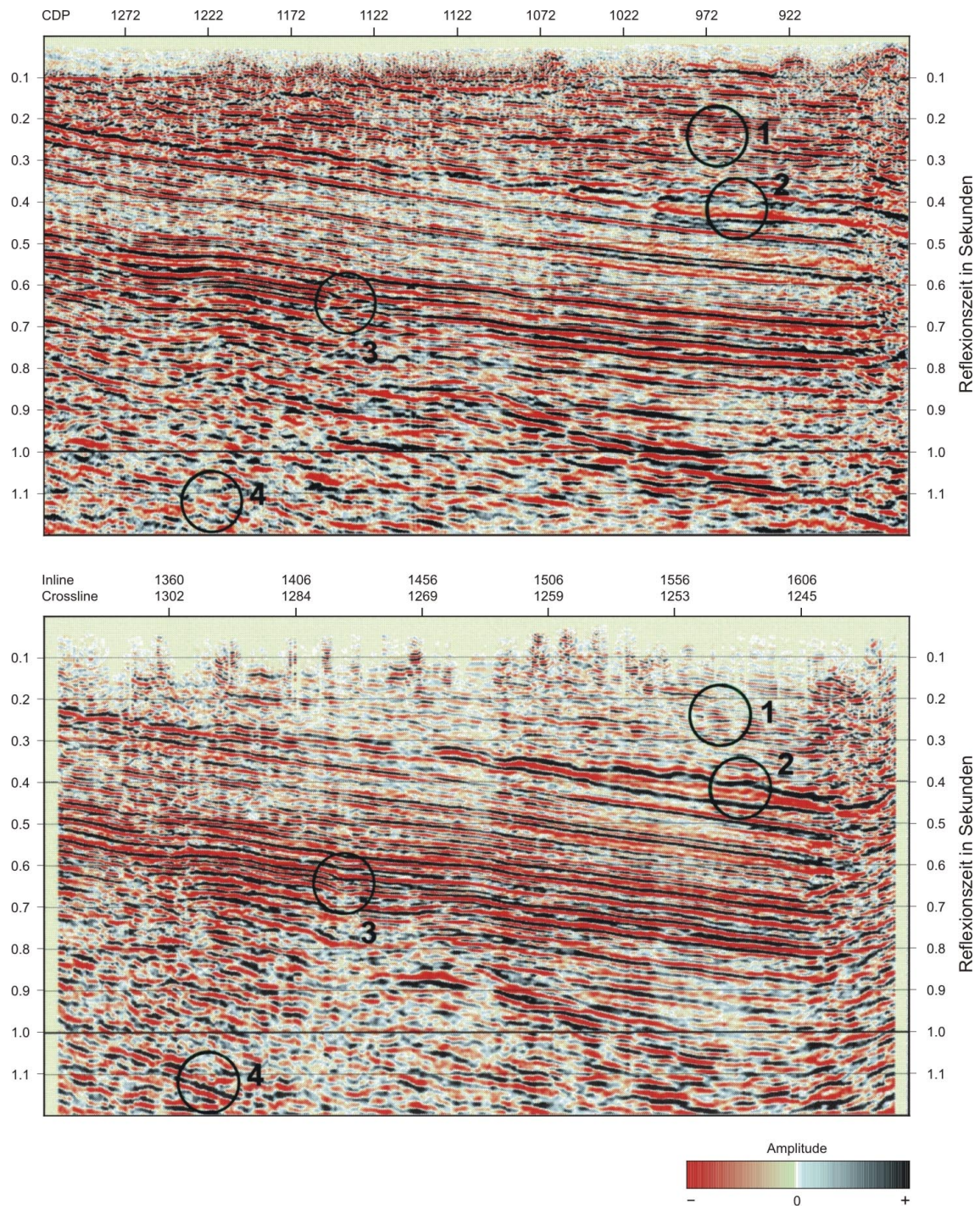


Fig. 4.2: Vergleich der Abbildungsqualität des regionalen seismischen Profils 91-NO-66 (oben) mit dem entsprechenden Ausschnitt aus dem 3D-seismischen Datensatz (unten)

1 = Tertiäre Sedimentschichten der Unteren Süswassermolasse, 2 = Reflexionsbild der Malmkalke, 3 = Reflexionshorizonte mit variierender Schichtneigung an der Basis des Mesozoikums, 4 = Amplituden aus dem tieferen Bereich des Sockels

4.2 Kartierung der seismischen Markerhorizonte

4.2.1 Vorgehen

Die gute Übereinstimmung des neuen Datensatzes mit den seismischen Profilen der Messkampagne 1991/92 und deren Verbindung zu den regionalen Tiefbohrungen Weiach, Herdern und Siblingen (s. Beil. 1.1) erlaubte eine Identifikation der seismischen Reflexionshorizonte noch vor Abteufen der Sondierbohrung Benken. In einer ersten Phase der Auswertung wurde die bestehende Interpretation der regionalen Reflexionsseismik (NAEF et al. 1995) auf den 3D-seismischen Datensatz übertragen (BIRKHÄUSER et al. 1999). Durch direkte Verbindung der Sondierbohrung Weiach mit den 3D-seismischen Daten anhand der regionalen Messlinie 91-NO-75 konnten in dieser ersten Phase folgende seismische Markerhorizonte am Bildschirm korreliert werden: Top Malm, Basis Kimmeridge, Top Opalinuston, Top Lias, Basis Keuper, Basis Mesozoikum (vgl. NAEF et al. 1995, Tab. V). Nachdem in Benken die neue Sondierbohrung abgeteuft und die bohrlochseismischen Daten ausgewertet worden waren, wurden die Markerhorizonte im Detail überprüft, ergänzt und lithostratigraphisch interpretiert (s. Kap. 3.3).

Die Interpretation der seismischen Markerhorizonte auf dem 3D-seismischen Datensatz am Bildschirm erfolgte durch eine visuelle Auswertung jeder zehnten «Crossline» (Profillinie in NW-SE-Richtung, senkrecht zur Kabelauslage orientiert) und in der Regel jeder fünfzigsten «Inline» (Profillinie in SW-NE-Richtung, parallel zur Kabelauslage orientiert). In Abhängigkeit von der Datenqualität wurde dieser Interpretationsraster nach Bedarf weiter verdichtet. Fig. 4.3 zeigt für den Markerhorizont TOP_M den resultierenden Raster der am Bildschirm ausgewerteten Profillinien. Diese manuell ausgewerteten Profillinien bilden sozusagen das Grundgerüst für alle folgenden Datenauswertungen. Sie werden oft auch mit dem englischen Begriff «seedlines» bezeichnet. Die Auswertung der Profillinien am Bildschirm und die Kontrolle der Übereinstimmung der struktureologischen Interpretation an allen Kreuzungspunkten in Crossline- und Inline-Richtung bildete den grundlegenden und auch arbeitsintensivsten Teil der Auswertung.

Nach Abschluss der Interpretation auf dem festgelegten Raster wurden die Markerhorizonte mit Hilfe einer automatischen, amplitudengesteuerten Interpolation, dem sog. «automatic tracking», auf den Rest des Datensatzes übertragen. Die automatische Erfassung der jeweiligen Markerhorizonte ermöglicht die Registrierung kleinster, in den Profilen nicht mehr direkt erkennbarer Diskontinuitäten. In den erwähnten Gebieten mit reduziertem Signal/Rausch-Verhältnis (Fig. 2.13) wurden die Horizontdaten einer geringfügigen 3×3 - Punkte-Glättung unterzogen. Es wurde speziell darauf geachtet, dass diese Glättung keinen negativen Einfluss auf die Detektierbarkeit geologischer Strukturen hat, jedoch den ungeordneten Rauschanteil genügend dämpft. Die vollständig interpretierten Horizontdaten wurden danach zur weiteren Auswertung in die Rechenprogramme ER Mapper® und Petrosys© exportiert.

Im Programm ER Mapper® konnten für jeden Markerhorizont die gewünschten seismischen Attributanalysen durchgeführt und deren Ergebnisse analysiert werden, um auch die kleineren, in den Profildaten nicht direkt erkennbaren, struktureologischen Elemente sichtbar zu machen (Kap. 4.4).

Im Programm Petrosys© wurden die interpretierten seismischen Markerhorizonte als Zeitkarten konturiert und unter Verwendung der regionalen seismischen Geschwindigkeitsverteilungen in Tiefenkarten umgerechnet (Kap. 4.7).

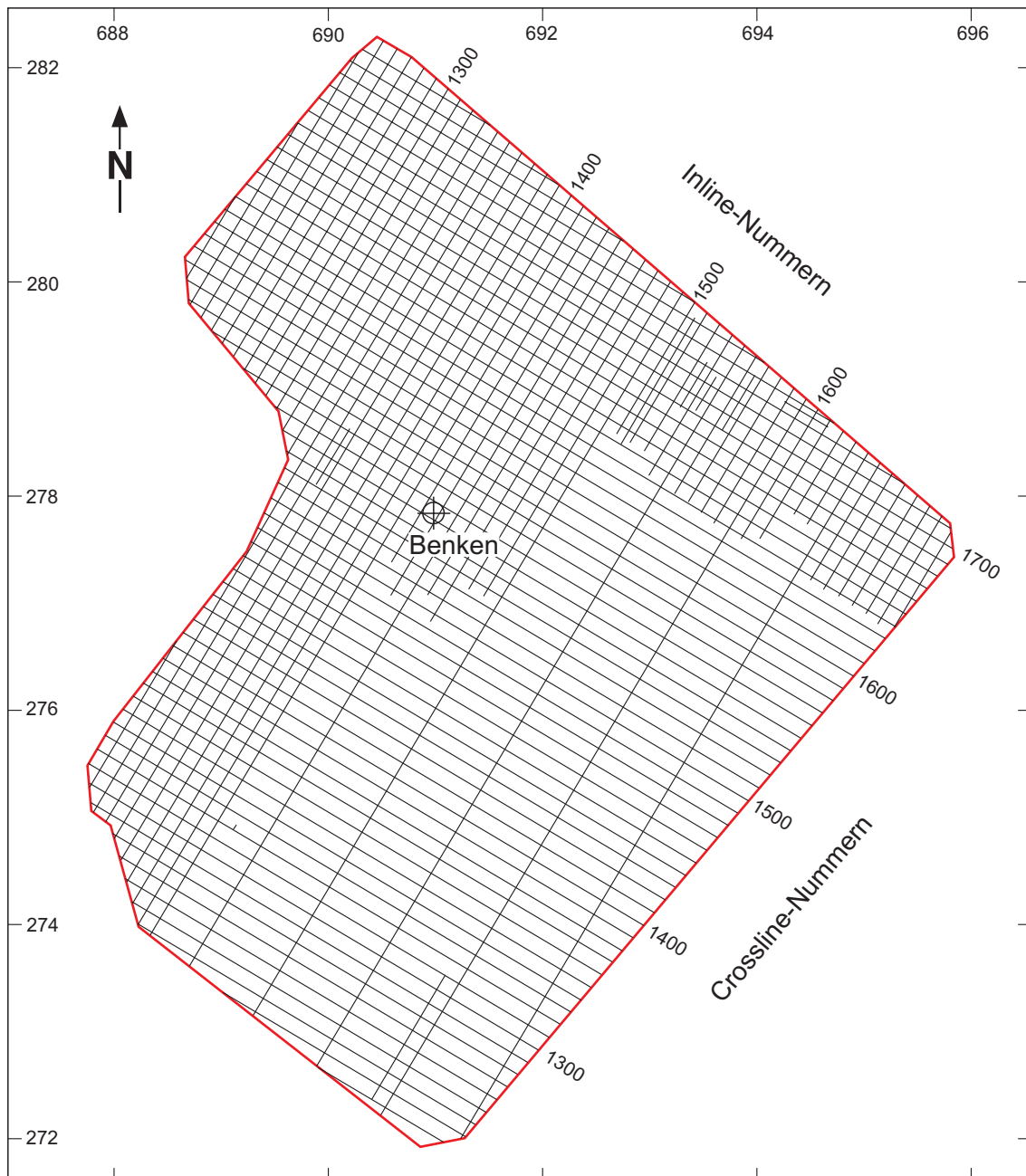


Fig. 4.3: Karte des Rasters der am Bildschirm interpretierten Profillinien («seedlines») für den seismischen Markerhorizont TOP_M

Im Nord- und Westteil des Messgebiets wurde der Interpretationsraster verdichtet, damit die anschließende automatische, amplitudengesteuerte Interpolation, das sog. «automatic tracking», auch in Bereichen geringerer Überdeckung dieses Horizonts korrekt durchgeführt werden kann.

4.2.2 Quantitative Abschätzung der erreichten Auflösungsgenauigkeit

Fig. 4.4 veranschaulicht die generell erreichte Auflösungsgenauigkeit. Sie zeigt eine perspektivische Darstellung des interpretierten Amplitudendatensatzes und ein vergrößertes Profil nordöstlich der Sondierbohrung Benken. Der Profilausschnitt liegt in einem Bereich des Mess-

gebiets mit geringem Rauschanteil. Der das Wirtgestein einschliessende Bereich zwischen den seismischen Markerhorizonten Top Lias (TLi) und Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOp_M) und eine im Zentrum des Profils abgebildete Verwerfung sind deutlich zu erkennen. Schwache Reflexionseinsätze im oberen Teil der Wirtgesteinssequenz markieren einen Versetzungsbetrag von vertikal ca. 10 m an dieser Stelle. Der deutliche Unterbruch mehrerer Reflexionshorizonte im vertikalen Erstreckungsbereich dieser Störung lässt deren Verlauf im Profil direkt erkennen. Abseits des dargestellten Profils ändert sich der vertikale Versetzungsbetrag entlang der Störung. Er beträgt maximal 17 m, gemessen auf dem Niveau des seismischen Markerhorizonts Top Lias (s. Beil. 4.9, Störung A3b). Diese räumlich begrenzte Normalverwerfung, die ein Teil der Wildensbucher Flexur ist (s. Kap. 4.6), zählt zu den Störungen mit dem grössten beobachteten Versatz des Wirtgesteins innerhalb des Messgebiets.

Die Grenze des vertikalen und lateralen Auflösungsvermögens bei seismischen Abbildungen hängt in erster Linie von der laufezeit-, resp. tiefenabhängigen Wellenausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund und von der dominanten Frequenz der reflektierten Signale ab. Sie ist jedoch auch von der Frequenzbandbreite, welche die Präzision des Reflexionssignals bestimmt und nicht zuletzt vom lokalen Signal/Rausch-Verhältnis abhängig. Die wesentlichen Parameter zur Abschätzung der vertikalen Auflösungsgenauigkeit am Beispiel der in Fig. 4.4 gezeigten Verhältnisse sind:

- Tiefe unter Terrain: $Z \approx 550 \text{ m}$ (Reflexionszeit: $\approx 0.4 \text{ s}$)
- Wellenausbreitungsgeschwindigkeit: $v \approx 3'370 \text{ m/s}$
- Dominante Frequenz: $f_{\text{dom}} \approx 70 \text{ Hz}$

Bezüglich der Berechnung der vertikalen Auflösung unterscheidet SHERIFF (1991) zwischen «resolvable limit» (minimale Separation von Gesteinsschichtgrenzen, die durch noch unterscheidbare Reflexionseinsätze abgebildet werden können) und «detectable limit» (minimale Mächtigkeit einer Gesteinsschicht, die als Reflexionshorizont überhaupt noch zu erkennen ist).

Ersteres wird in der Literatur meistens nach dem Rayleigh-Kriterium als ein Viertel der dominanten Wellenlänge berechnet. Im gezeigten Datenbeispiel sind dies:

$$\lambda/4 = v / 4 f_{\text{dom}} \approx 12 \text{ m} \quad [4.1]$$

Bei der seismischen Abbildung einer Gesteinsschicht dieser Mächtigkeit wird, unter der Voraussetzung eines hinreichenden akustischen Impedanzkontrasts, von deren Oberkante ein Reflexionssignal aufgezeichnet, dessen Reflexionszeit um eine halbe Periode kürzer ist, als jene des an der Unterkante der Gesteinsschicht reflektierten Signals.

Die in Fig. 4.4 im Profilschnitt im oberen Bereich des Wirtgesteins abgebildeten Amplituden zeigen Reflexionseinsätze in dem in Gleichung [4.1] angegebenen Grenzbereich des erreichten Auflösungsvermögens. Die schwachen Amplituden weisen auf sehr geringe akustische Impedanzkontraste hin. Geringfügige Änderungen der Datenqualität (Frequenzgehalt, Rauschen) werden für die lateral unterschiedliche Ausprägung dieser Reflexionseinsätze verantwortlich gemacht. Die direkt über und unter dem Wirtgestein abgebildeten, stärkeren Reflexionseinsätze werden von Datenqualitätsänderungen kaum beeinflusst und zeigen deutlich die lateral kontinuierliche Gesteinsschichtung.

Im südlichen Teil des Messgebiets mit grösserer Tiefenlage des Opalinustons beträgt der berechnete Wert der Grenze des Auflösungsvermögens von Gesteinsschichtgrenzen im Bereich des Wirtgesteins aufgrund der höheren Wellenausbreitungsgeschwindigkeit ($\sim 3'500 \text{ m/s}$) und

einer niedrigeren dominanten Frequenz (~ 60 Hz) ca. 15 m. Sofern genügend grosse akustische Impedanzkontraste vorherrschen, ist also davon auszugehen, dass auf dem zu untersuchenden Niveau des Opalinuston in Abhängigkeit von dessen Tiefenlage im Messgebiet, individuelle Gesteinsschichten von 12 bis 15 m Mächtigkeit noch mit unterschiedlichen Reflexionseinsätzen an deren Ober- und Unterkante aufgelöst und abgebildet werden können. Die Detektierbarkeit einzelner Gesteinsschichten wird aber wesentlich von der lokalen Datenqualität beeinflusst.

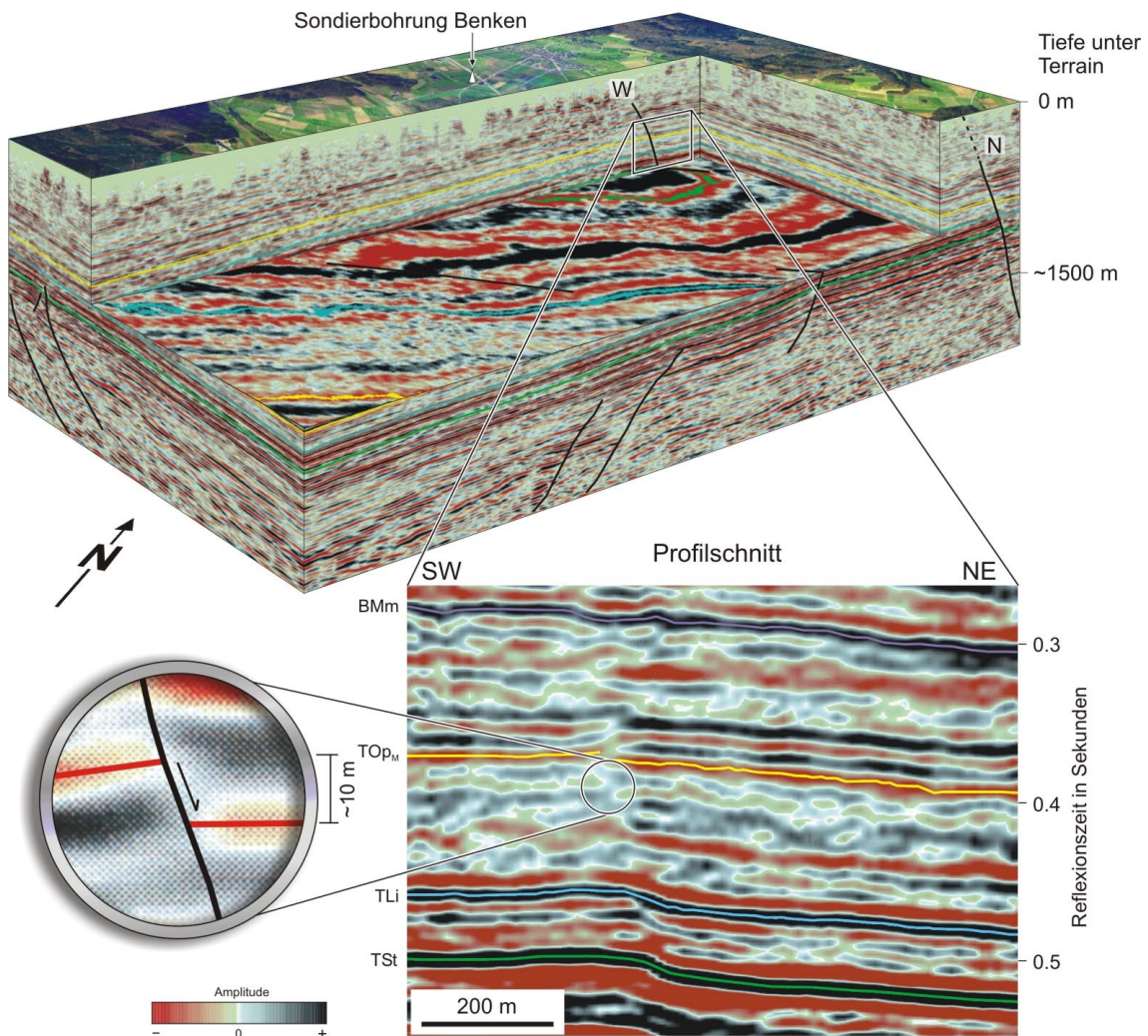


Fig. 4.4: Erkennung einer Verwerfung am Beispiel eines Profilausschnitts nordöstlich der Sondierbohrung Benken

Verwerfungen mit vertikalen Versetzungsbeträgen von mindestens ca. 10 m sind bei der Auswertung der Amplitudendarstellungen der 3D-Seismik am Bildschirm direkt erkennbar und können in ihrer räumlichen Orientierung dargestellt werden (oben). In der Vergrößerung (unten) ist eine der wenigen Störungen des Wirtgesteins im Messgebiet abgebildet. Sie ist Teil der in W-E-Richtung verlaufenden Wildensbucher Flexur (W), der grössten beobachteten Struktur neben der regionalen Neuhauser Störung (N). Seismische Markerhorizonte BMm = Basis Mittlere Malmmergel, TOP_M = Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten, TLi = Top Lias (Basis Opalinuston), TSt = Top Stubensandstein-Formation.

Die minimale Mächtigkeit einer Gesteinsschicht, die theoretisch noch ein Reflexionssignal mit registrierbarer Amplitude verursacht («detectable limit»), liegt gemäss SHERIFF (1991) bestenfalls in der Grössenordnung eines Dreissigstels der dominanten Wellenlänge. Im Datenbeispiel ergäbe dies:

$$\lambda/30 = v / 30 f_{\text{dom}} \approx 2 \text{ m} \quad [4.2]$$

Dies gilt allerdings nur unter der Voraussetzung, dass ein akustischer Impedanzkontrast zu einem ansonsten völlig homogenen, restlichen Gesteinsverband vorhanden ist. Wegen der nicht immer idealen Signal/Rausch-Verhältnisse muss auf jeden Fall damit gerechnet werden, dass nur wesentlich mächtigere Gesteinsschichten eindeutig zu erkennen sind. Dünnere Gesteinspakete sind mit der reflexionsseismischen Untersuchungsmethode prinzipiell nicht mehr erfassbar. Im Allgemeinen interferieren die einzelnen Reflexionssignale nahe beieinander liegender, geringmächtiger Gesteinsschichten, so dass diese im seismischen Profil nicht als individuelle Reflexionseinsätze, sondern als Überlagerungen unterschiedlicher Reflexionssignale erscheinen (BADLEY 1985). Ihre Mächtigkeit und Ausbildung kann jedoch mit Modellierverfahren abgeschätzt werden (Kap. 5).

Die laterale Auflösung kann grundsätzlich nicht besser sein als die Grösse der migrierten Fresnel-Zone. Diese wurde nach BERKHOUT (1985) berechnet und misst in unserem Beispiel ca. 19 m. Daher zeigt sich, dass es wenig Sinn gemacht hätte, mit dichteren Stationsabständen als 30 m zu messen; die resultierende Bin-Grösse von 15×15 m ist für die tatsächlich erreichbare laterale Auflösung ausreichend. Generell kann der geologische Aufbau des Untergrunds mit der reflexionsseismischen Messmethode lateral weniger genau bestimmt werden als in vertikaler Richtung.

Abbildung von Störungen der Gesteinsschichten

Bei der strukturgeologischen Auswertung interessiert nicht nur die Auflösung der einzelnen Gesteinsschichten, sondern vor allem auch die Genauigkeit der Abbildung von Verformungen bzw. Störungen dieser Schichten. Modellierungsversuche zeigen, dass bei reflexionsseismischen Abbildungen Störungen mit vertikalen Versatzbeträgen im Bereich eines Viertels der dominanten Wellenlänge für quantitative Analysen hinreichend aufgelöst werden können. Kleinere Versätze können zwar erkannt, jedoch nur noch qualitativ ausgewertet werden (ASHTON et al. 1994). Im vorliegenden Datensatz kann unterschieden werden zwischen:

- a) In den seismischen Amplitudendarstellungen direkt erkennbaren und quantitativ auswertbaren Diskontinuitäten, wie dies in Fig. 4.4 der Fall ist. Die dort im Profilschnitt gezeigte Verwerfung versetzt das Wirtgestein an dieser Stelle um ca. 10 m. Entlang dieser Störung sind deshalb mehrere Reflexionshorizonte um etwa eine halbe Periode verschoben, dadurch ist die Störung in der seismischen Abbildung sehr gut zu erkennen. Die Lage solcher Verwerfungen kann anhand von Tiefenkarten wiedergegeben werden (Beil. 4.15 bis 4.21). Es darf davon ausgegangen werden, dass im vorliegenden 3D-seismischen Datensatz alle Diskontinuitäten im Wirtgesteinsverband mit vertikalem Versatz von mindestens ca. 10 m direkt in den Profilen erkennbar sind, räumlich gut bestimmt und quantitativ analysiert werden können.
- b) Kleineren, in den Profilen nicht mehr direkt erkennbaren Diskontinuitäten, die anhand der in Kap. 4.3 beschriebenen Kohärenzberechnungen und der in Kap. 4.4 dargelegten Attributanalysen sichtbar gemacht werden können. Solche geringfügigen Störungen der Gesteinsschichten sind nicht mit derselben Sicherheit räumlich bestimmbar und wurden deshalb nicht in die erwähnten Tiefenkarten übertragen. Je kleiner der Versatzbetrag, desto mehr ist die Abbildungsqualität einer Störung vom seismischen Rauschen in den Daten

beeinflusst. Mit Hilfe des «sub-sample picking modes» (Rekonstruktion der Wellenzüge zwischen den einzelnen Abtastwerten) beim «automatic tracking» kann sogar die durch das Digitalisierungsintervall vorgegebene Auflösungseinschränkung teilweise behoben werden. Diese läge im vorliegenden Fall bei ca. 3 m. Der bestimmende Faktor ist und bleibt aber das variierende Signal/Rausch-Verhältnis. Abschätzungen anhand der Ergebnisse der durchgeführten Attributanalysen haben gezeigt, dass Strukturen von mehr als ca. 4 m Versatzhöhe im gesamten Messgebiet noch erfasst werden können, vorausgesetzt, dass sie eine laterale Ausdehnung von mehreren 100 m aufweisen und damit auch über die Gebiete des Datensatzes mit erhöhtem Rauschanteil (Fig. 2.13) hinaus verfolgt werden können.

Bei der Interpretation und Auswertung, sowohl des Amplitudendatensatzes mit den zugehörigen Attributanalysen als auch des Kohärenzdatensatzes, wurden Kriterien für die Kartierung der struktureologischen Elemente definiert (Tab. 4.1). Diese Kriterien betreffen die räumliche Ausdehnung der einzelnen Strukturen und beruhen auf den oben aufgeführten grundsätzlichen Überlegungen bezüglich der Grenzen der erreichten Auflösungsgenauigkeit.

Tab. 4.1: Kriterien zur Kartierung der struktureologischen Elemente

	Vertikaler Versatz von Horizonten	Laterale Ausdehnung der Elemente in Streichrichtung	Vertikale Ausdehnung der Elemente
Quantitativ auswertbare Verwerfungen oder Flexuren	≥ 10 m	≥ 150 m	≥ 50 ms
Qualitativ erfassbare Kleinstrukturen	4 – 10 m	≥ 400 m	erfassbar auf mindestens zwei übereinanderliegenden seismischen Horizonten

In den seismischen Profilen am Bildschirm erkennbare Störungen der Schichtlagerung wurden nur dann als struktureologische Elemente in die Tiefenkarten eingetragen, wenn sie auf mehr als einem Profil lateral über mindestens 150 m (= i. A. verwendeter Abstand der am Bildschirm manuell ausgewerteten Profillinien, s. Fig. 4.3) und auf mehreren Reflexionshorizonten vertikal über mindestens 50 ms Reflexionszeit verfolgt werden konnten. Bei Diskontinuitäten in den seismischen Daten, die nur auf einem einzigen am Bildschirm ausgewerteten Profil in Erscheinung treten oder nur auf einem einzigen Reflexionshorizont – jedoch nicht darüber und darunter – zu erkennen sind, muss davon ausgegangen werden, dass es sich entweder um Artefakte handelt, die nichts mit der Geologie zu tun haben, oder aber um sehr begrenzte strukturelle Unregelmässigkeiten der Gesteinsschichten. Bei Strukturen, deren vertikaler Versatz weniger als ca. 10 m beträgt, war es in der Regel nicht mehr möglich, zwischen Verwerfungen und Flexuren zu unterscheiden. Um solche kleinen Strukturen gegenüber dem variierenden Rauschanteil mit genügender Sicherheit als struktureologische Elemente identifizieren zu können, mussten sie in den verschiedenen Attributkartendarstellungen der analysierten Horizonte im Sinne einer Mustererkennung über mindestens 400 m lateral verfolgbar sein. Als Kriterium zur Aufnahme in den Katalog der kartierbaren Strukturen im Wirtgesteinsintervall (Kap. 4.5) wurde ausserdem vorausgesetzt, dass sie in vertikaler Richtung über mindestens zwei übereinanderliegende seismische Hilfs- oder Markerhorizonte hinaus erfasst werden können.

Im Rahmen der Detailanalyse der kartierten Strukturelemente (Kap. 4.5) wurden die seismischen Daten teilweise in einem dichteren Raster als lateral alle 150 m und vertikal alle 50 ms untersucht. Die in Tab. 4.1 genannten Kriterien wurden jedoch durchgehend beibehalten.

4.3 Auswertung der nach Kohärenz berechneten Daten

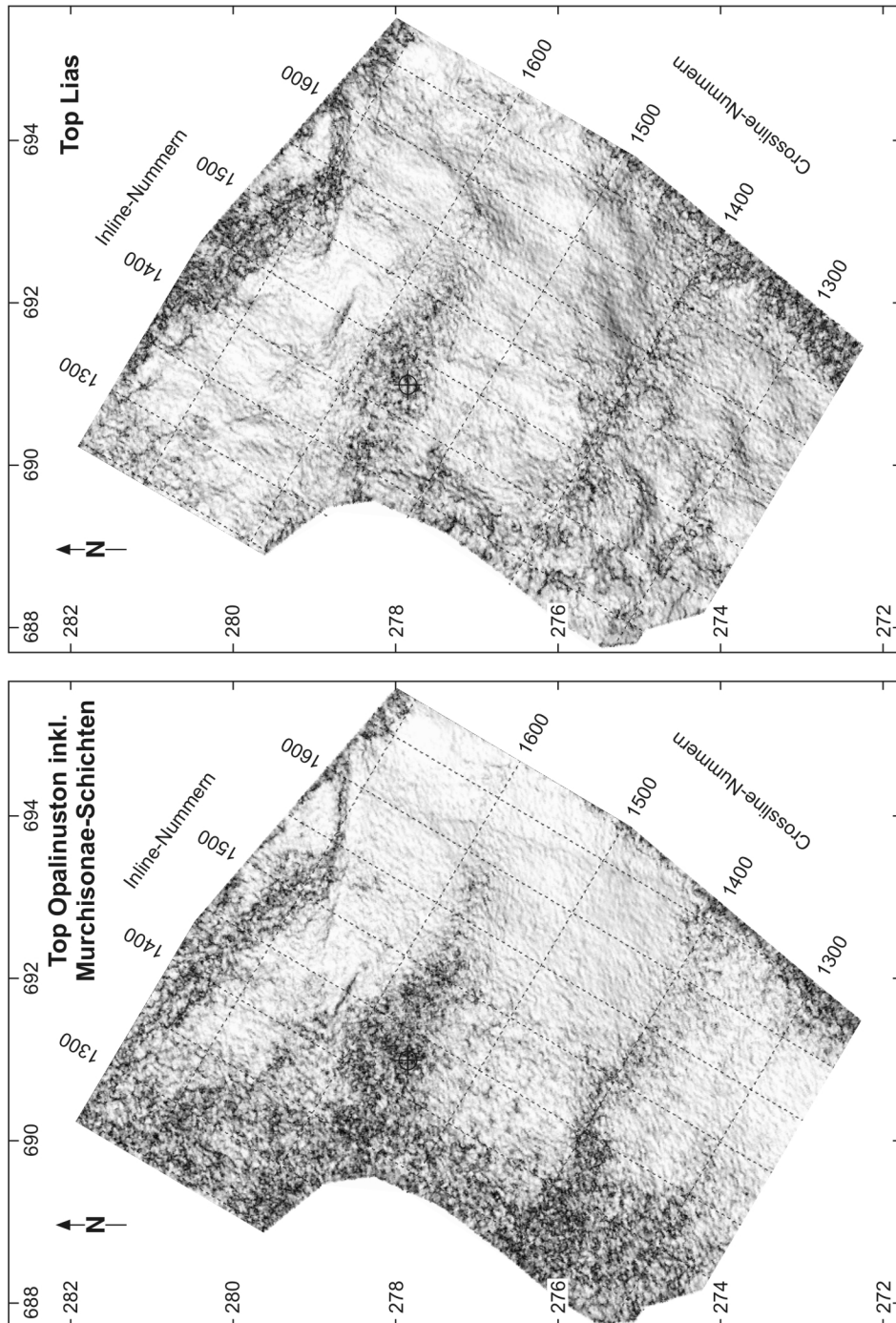
Bei der Interpretation von 3D-seismischen Daten wird seit wenigen Jahren ein neues Werkzeug eingesetzt, die Berechnung der Kohärenz (BAHORICH & FARMER 1995). Während die konventionelle seismische Datenbearbeitung die lateral kontinuierliche Abbildung der Reflexionshorizonte anstrebt und tektonische Störungen sich dabei nur indirekt anhand der Versetzung und Verformung der Reflexionshorizonte feststellen lassen, werden dagegen bei der Berechnung der Kohärenz («coherence») Unregelmässigkeiten in der Schichtlagerung der Gesteine direkt abgebildet. Dazu wird der fertig prozessierte 3D-seismische Datensatz vollständig umgerechnet, mit dem Ziel, nicht mehr die registrierte *Amplitude* der seismischen Reflexionssignale, sondern die *Ähnlichkeit* benachbarter seismischer Spurabschnitte darzustellen.

Das Auftreten einer tektonischen Störung in einem ansonsten regelmässig geschichteten Gesteinsverband drückt sich in einer plötzlichen Abnahme der Kontinuität der seismischen Abbildung aus. Das Ausmass der Diskontinuität wird z. B. mit Graustufen dargestellt; kontinuierliche Abschnitte bleiben weiss. Auf diese Weise erscheinen Verwerfungen als graue Flächen in der räumlichen Darstellung des 3D-seismischen Datensatzes. Die Parameter zur Berechnung des Kohärenzdatensatzes wurden in Zusammenarbeit mit der auf diesem Gebiet spezialisierten Firma Coherence Technology Ltd. bestimmt. Als optimale Lösung für eine möglichst rauschunempfindliche Kohärenzdarstellung mit genügendem Auflösungsvermögen wurde der Eigen-Algorithmus (GERSZTENKORN & MARFURT 1999) mit einer Operatorlänge von ± 5 Abtastwerten (20 ms) und Korrelation von ± 1 Spur in Inline- und in Crossline-Richtung gewählt. Die Kohärenz wurde in einem Zeitfenster von 0.25 – 1.25 s berechnet. Die Randgebiete des 3D-seismischen Datensatzes ohne vollständige Überdeckung wurden für die Kohärenzberechnung z. T. weggelassen (BIRKHÄUSER et al. 1999).

Der Kohärenzdatensatz kann gleich wie die 3D-seismischen Amplitudendaten in ein seismisches Interpretationssystem geladen und ausgewertet werden. Bei der Interpretation der Kohärenzdaten stellte sich heraus, dass im Messgebiet Horizontkarten und -scheiben die besten Darstellungen liefern, um Störungen identifizieren zu können. Der Grund liegt darin, dass schichtparallele Schnitte am wenigsten lithologisch bedingte laterale Variationen aufweisen, sodass störungsbedingte Diskontinuitäten am kontrastreichsten abgebildet werden. Insbesondere werden Störungen, die parallel zum Streichen der geologischen Schichten liegen, im Kohärenzdatensatz besser abgebildet als in den Amplitudendarstellungen. Die Interpretierbarkeit von Kohärenzdaten ist aber stark von der seismischen Datenqualität abhängig, da die Ähnlichkeit von seismischen Spuren mit sinkendem Signal/Rausch-Verhältnis der Daten rasch abnimmt.

Spezielles Gewicht wurde auf die Auswertung des Opalinuston-Intervalls gelegt (Fig. 4.5). Zusätzlich zu den in Fig. 4.5 dargestellten Kohärenzkarten der seismischen Markerhorizonte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M) und Top Lias (TLi) wurden im Intervall $TOP_M -30$ ms und $TLi +30$ ms, Abtastwert für Abtastwert (also alle 2 ms), Horizontscheiben (parallel zum nächst gelegenen Markerhorizont) analysiert. Die auf dem Niveau des Wirtgesteins mit dem Kohärenzdatensatz zusätzlich identifizierten strukturgeologischen Elemente (Beil. 4.11) sind anhand dieser verschiedenen Horizontscheiben im Detail untersucht worden. In den Horizontscheiben werden tektonische Strukturen anhand der über grosse Distanzen beobachtbaren Abbildungsmuster auch in Datenzonen mit geringerem Signal/Rausch-Verhältnis viel besser erkannt. Am Ende der Interpretation der Kohärenzdaten wurden die neu entdeckten

Strukturen im Amplitudendatensatz verifiziert und teilweise (unter Einbezug der Kohärenzdarstellungen) geringfügig angepasst.

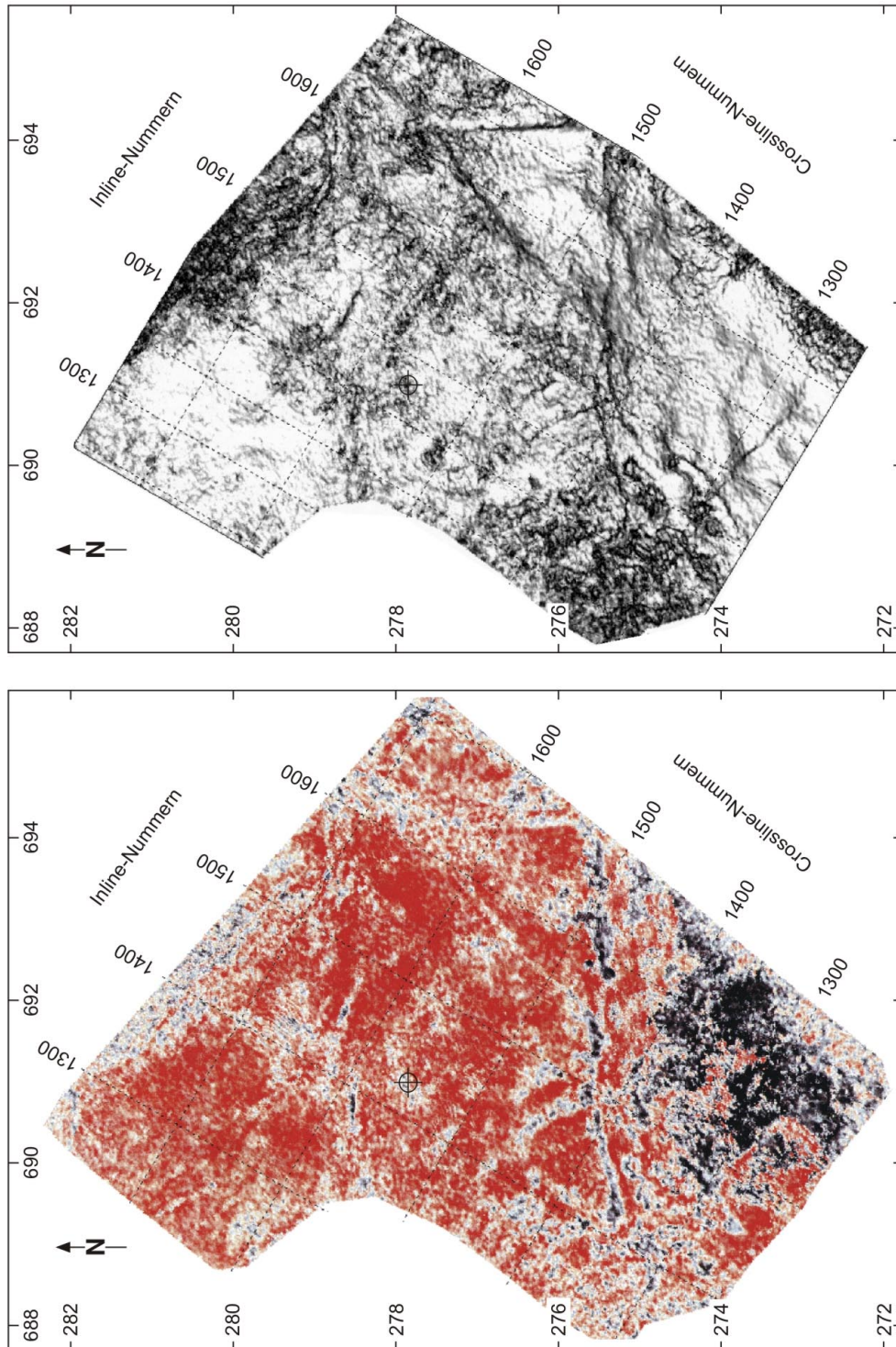


Im Wirtgesteinsintervall zwischen den seismischen Markerhorizonten Top Lias und Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten sind in den Kohärenzkarten nur wenige strukturelogisch bedingte Diskontinuitäten auszumachen. Deutlich zu erkennen sind hingegen die Zonen mit erhöhtem Rauschanteil (vgl. Fig. 2.13).

Fig. 4.5: Uninterpretierte Kohärenzkarten im Bereich des Wirtgesteins

In den stärker strukturierten Bereichen unterhalb des Wirtgesteins können Störungen mit Hilfe der Horizontscheiben aus dem Kohärenzdatensatz («coherency horizon slices») oft viel genauer abgebildet werden, als dies mit den herkömmlichen Horizontscheiben aus dem Amplitudendatensatz («amplitude horizon slices») der Fall ist. Fig. 4.6 zeigt eine Gegenüberstellung einer

Amplitudendarstellung (unten) und einer Kohärenzdarstellung (oben) desselben horizontparallelen Schnitts, ca. 1'000 m unter Terrain nahe der Basis des Muschelkalks. Das Bruchmuster erscheint insbesondere im Bereich des Nordrands des Weiach-Trogs (Flexur von Rafz – Marthalen, s. Kap. 4.6.2) auf der Kohärenzdarstellung viel detaillierter und kann besser interpretiert werden.



Die aus dem 3D-seismischen Datensatz extrahierte Horizontscheibe liegt 146 ms unterhalb des seismischen Markerhorizonts TL1 und verläuft parallel dazu. Das Bruchmuster kann auf der Kohärenzdarstellung (oben) in deutlich höherem Detaillierungsgrad erkannt werden als auf der konventionellen Amplitudendarstellung (unten).

Fig. 4.6: Vergleich von Amplituden- und Kohärenzdarstellungen einer Horizontscheibe im Unteren Muschelkalk

4.4 Seismische Attributanalysen

Seismische Attribute sind Grössen, die sich aus den seismischen Daten extrahieren lassen und einen Beitrag zu deren Interpretation liefern können. Es kann zwischen zwei Arten von seismischen Attributen unterschieden werden:

1. Attribute, die sich direkt aus den seismischen Spuren berechnen lassen und deshalb keine vorgängige Interpretation erfordern. Sie werden meist für das ganze Datenvolumen berechnet und als Hilfsmittel bei der Auswertung verwendet. Zu diesen gehören z. B. die Phasen- oder die Frequenzattribute («instantaneous phase» und «instantaneous frequency»), auf die an dieser Stelle jedoch nicht näher eingegangen wird.
2. Attribute, die zumindest eine teilweise Kartierung der Reflexionshorizonte erfordern. Diese Art der seismischen Attributanalyse heisst deshalb auch «horizon processing». Die geläufigsten Attribute dieser Art sind die Amplitude, die Illumination, der Neigungsbetrag (Dip) und die Neigungsrichtung (Azimut).

Als Resultat einer 3D-seismischen Interpretation liegt für jeden kartierten Horizont ein Laufzeit-raster vor. Dieser kann als Fläche betrachtet werden, bei der die Lage jedes einzelnen Untergrundpunkts (Bins) durch ein Wert-Triplet (x,y,t) vollständig beschrieben werden kann. Zusätzlich zu einer einfachen Konturierung der Zeitwerte und Darstellung einer konventionellen Laufzeitkarte kann die Beschaffenheit dieser Fläche weiter untersucht werden. Das Vorgehen bei der Analyse der verschiedenen sogenannten Horizontattribute wird nachstehend im Einzelnen erläutert.

Amplitude

Die Amplituden-Attributkarte zeigt die relativen Änderungen der registrierten Amplituden der Reflexionssignale entlang einer beliebig orientierten Ebene im 3D-seismischen Datensatz. Die Darstellung der Amplitudenwerte entlang eines ausgewerteten seismischen Horizonts wird als Amplituden-Horizontkarte («amplitude horizon map») bezeichnet. Die Darstellung der Amplitudenwerte parallel zu einem ausgewerteten seismischen Horizont wird als Amplituden-Horizontscheibe («amplitude horizon slice») bezeichnet. Die Amplitude einer seismischen Reflexion ist typischerweise in der Nähe einer Störungszone schwächer. Die Analyse der Amplitudendarstellung kann dadurch wertvolle Hinweise auf kleinere, sonst schwierig feststellbare Störungen liefern. Amplitudendarstellungen sind aber meist auch ein Abbild der lokalen Datenqualitätsvariationen im Messgebiet und weisen eine etwas geringere Auflösung auf als die anderen Attribut- und Kohärenzdarstellungen. Die Amplituden-Horizontscheibe in Fig. 4.6 (unten) zeigt über grosse Distanzen eine mehr oder weniger konstante Amplitudenverteilung. Abrupte Amplitudenänderungen lassen – nach ihrer Form und Ausdehnung zu urteilen – Verwerfungen und Störungszonen erkennen. Die frühe Vermutung zu Beginn der Auswertung der 3D-seismischen Daten, in der dargestellten Amplituden-Horizontscheibe das Bruchmuster nahe der Basis des Mesozoikums erkennen zu können, hat sich bei der späteren Kohärenzberechnung (Fig. 4.6, oben) und den dabei erfolgten detaillierteren Bruchmusterabbildungen bestätigt. Für die Analyse der Opalinustonsschichten mit ihren generell geringen akustischen Impedanzwerten lieferten allerdings die ausgespielten Amplituden-Horizontscheiben keine weiteren brauchbaren Angaben, die nicht auch aus den Dip- und Azimut-Attributkarten ersichtlich waren.

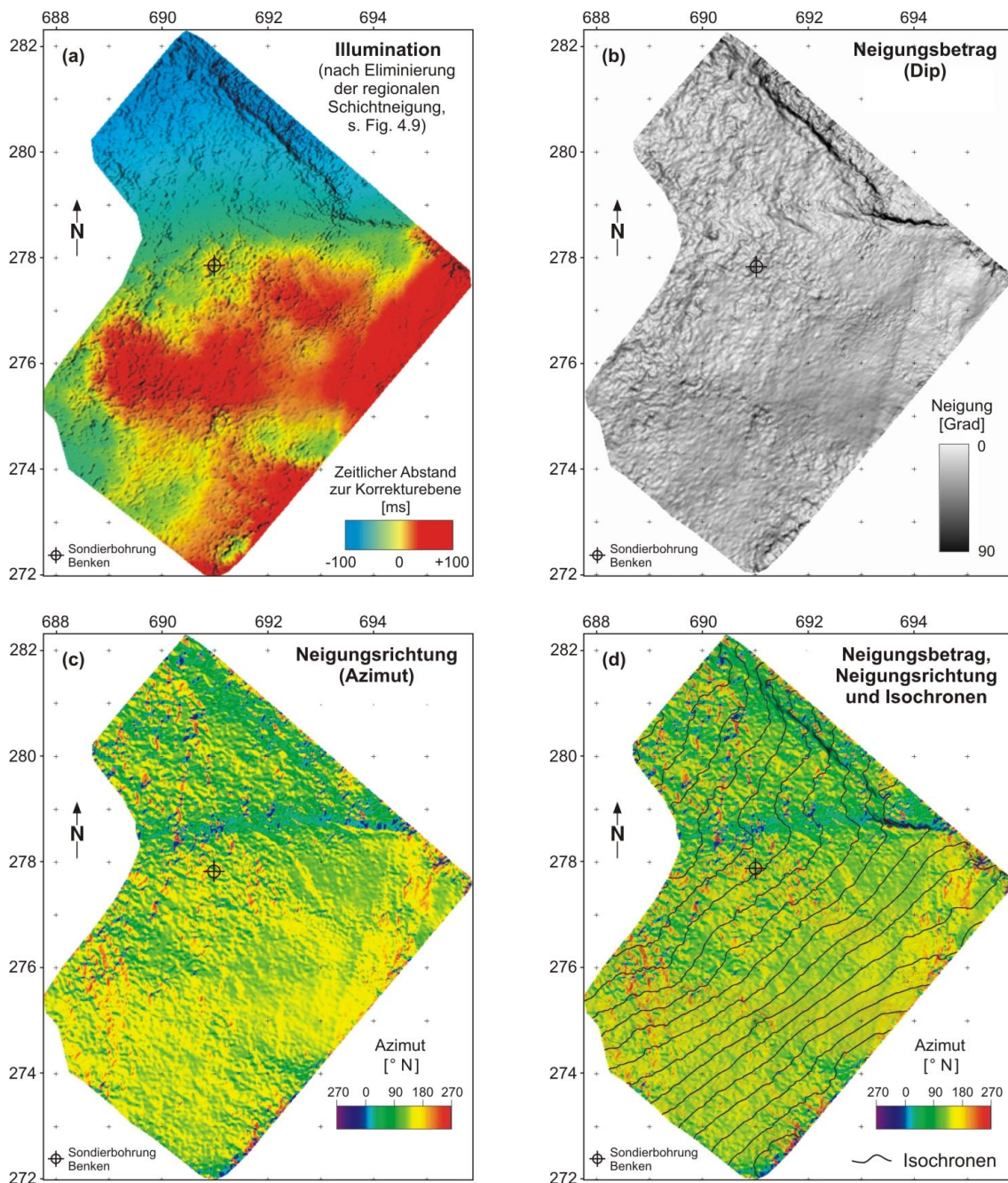


Fig. 4.7: Attributanalysen der Oberkante der Murchisonae-Schichten

Seismischer Markerhorizont Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M): (a) Illuminationskarte (korrigiert für das regionale Einfallen, s. Fig. 4.9), (b) Neigungsbetrag, (c) Neigungsrichtung und (d) kombinierte Karte.

Illumination

Hier wird die Laufzeitkarte mittels einer künstlichen, am Computer räumlich variabel einstellbaren Beleuchtung (*Lichtquelle*) reliefartig dargestellt. Bei abnehmender Datenqualität kann die Höhe der Lichtquelle angepasst werden, um Neigungsänderungen besser hervorzuheben. Ähnlich wie bei topographischen Karten entsteht für den Betrachter der Eindruck einer räumlichen

Wahrnehmung des betrachteten Horizonts (Fig. 4.7a). In der dargestellten Illuminationskarte wurde vorgängig die aus dem 3D-seismischen Datensatz abgeleitete mittlere Schichtneigung eliminiert (s. unten), um die relativ geringen Neigungsänderungen im Messgebiet stärker hervorzuheben.

Neigungsbetrag (Dip)

Die Dip-Attributkarte stellt für jeden Untergrundpunkt die entsprechende Neigung des zu untersuchenden Horizonts dar. Je grösser die Neigung des Horizonts an einem Punkt, desto dunkler wird dieser Punkt auf dem Grauraster der Attributkarte dargestellt, unabhängig von der Richtung dieser Neigung (Fig. 4.7b). Der Neigungsbetrag kann vereinfacht als Spezialfall der Illumination betrachtet werden, bei dem die Beleuchtung senkrecht von oben kommt. Die Dip-Attributkarte wird meist der Darstellung der Illumination vorgezogen, da sie "objektiver" ist: Die Illumination hebt Reliefdiskontinuitäten stärker hervor, die senkrecht zur Beleuchtungsrichtung streichen, während die Dip-Attributkarte alle Richtungen gleich gewichtet.

Neigungsrichtung (Azimut)

Das Azimut stellt die Richtung der Neigung dar, unabhängig von deren Betrag. Das Azimut wird bezüglich einer Referenzrichtung – normalerweise Norden – gemessen und farbcodiert dargestellt (Fig. 4.7c). Mit den Azimut-Attributkarten können nicht nur durch Verwerfungen hervorgerufene, plötzlich eintretende (räumlich hochfrequente), sondern auch graduelle Neigungsänderungen, verursacht durch Falten und Flexuren, identifiziert werden. Das Azimutattribut reagiert besonders empfindlich auf erhöhte Rauschanteile in den Daten. Deshalb müssen die Laufzeitdaten vor der Berechnung des Azimuts in den meisten Fällen geglättet werden.

Es sind beliebige Kombinationen der verschiedenen Attribute möglich. Im vorliegenden Fall konnte durch Kombination der Attribute *Neigungsbetrag* und *Neigungsrichtung* die beste Gesamtübersicht bezüglich der Strukturierung der untersuchten Horizonte erzielt werden (Fig. 4.7d). Zusätzlich wurden in dieser Darstellung die Linien gleicher Reflexionszeiten (Isochronen) eingetragen.

Berechnung der Attributkarten

Die Horizont-Attributanalyse wird seit Jahren in der Erdölindustrie erfolgreich angewendet, um schwache, sich lateral erstreckende Störungen oder Flexuren hervorzuheben, die oft in den seismischen Profilen nicht identifiziert werden können (s. z. B. DALLEY et al. 1989 oder HESTHAMMER & FOSSEN 1997). Attributkarten sind aber nur ein Hilfsmittel. Sie enthalten sowohl Nutz- als auch Störanteile. Es gilt diese Störanteile, die entweder von den seismischen Daten selbst (seismisches Rauschen) oder von der automatischen Erfassung («automatic tracking») stammen, zu identifizieren und ihren Einfluss möglichst zu reduzieren, z. B. durch lokale Anwendung geeigneter Glättungsfilter oder durch manuelle Interpretation zusätzlicher Linien («seedlines», s. Fig. 4.3).

Alle Markerhorizonte (s. Kap. 3.3) wurden bei der vorliegenden Auswertung bezüglich ihrer seismischen Attribute untersucht. Dazu wurden die Laufzeit- und Amplitudendaten der entsprechenden Horizonte aus dem Seisvision- ins ER Mapper-Programm kopiert. ER Mapper® berechnet die Attribute Dip und Azimut mit folgenden Formeln:

- $$Dip = \left((dt / dx)^2 + (dt / dy)^2 \right)^{1/2} \quad [4.3]$$

- $$Azimut = \arctan \left((dt / dy) / (dt / dx) \right) \quad [4.4]$$

Die Daten wurden vor der Berechnung des Dip-Attributs mit einem schwachen 5×5 - Filter (Zentralwert 24) und vor der Berechnung des Azimut-Attributs mit einem 3×3 - Filter (Zentralwert 1) geglättet.

Fig. 4.8a zeigt für den Markerhorizont Top Lias unten eine Illuminations-Attributkarte mit zusätzlicher Angabe der Isochronen, Fig. 4.8b zeigt unten eine Dip- und Fig. 4.8c unten eine Azimutkarte. Bei letzterer dominieren die Werte in Richtung Südost (gelb-grüne Farbcodierung), die das regionale Einfallen der geologischen Schichten widerspiegeln. Um diese Dominanz des regionalen Einfallens in den Abbildungen zu unterdrücken, wurde versucht, bei der Berechnung eines zusätzlichen Satzes von Attributkarten diesen regionalen Trend der Schichtneigung zu eliminieren. Basierend auf den Wertheistogrammen der Azimut- und Dip-Attributkarten wurde die mittlere scheinbare Schichtneigung (regionaler Trend) im Zeitbereich für die Markerhorizonte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten und Top Lias in Form von nach Südosten einfallenden Korrektorebenen bestimmt. Von diesen Ebenen wurden die Zeitflächen der entsprechenden interpretierten Horizonte subtrahiert (s. Fig. 4.9). Die Werte für diese Korrektorebenen im Zeitbereich sind:

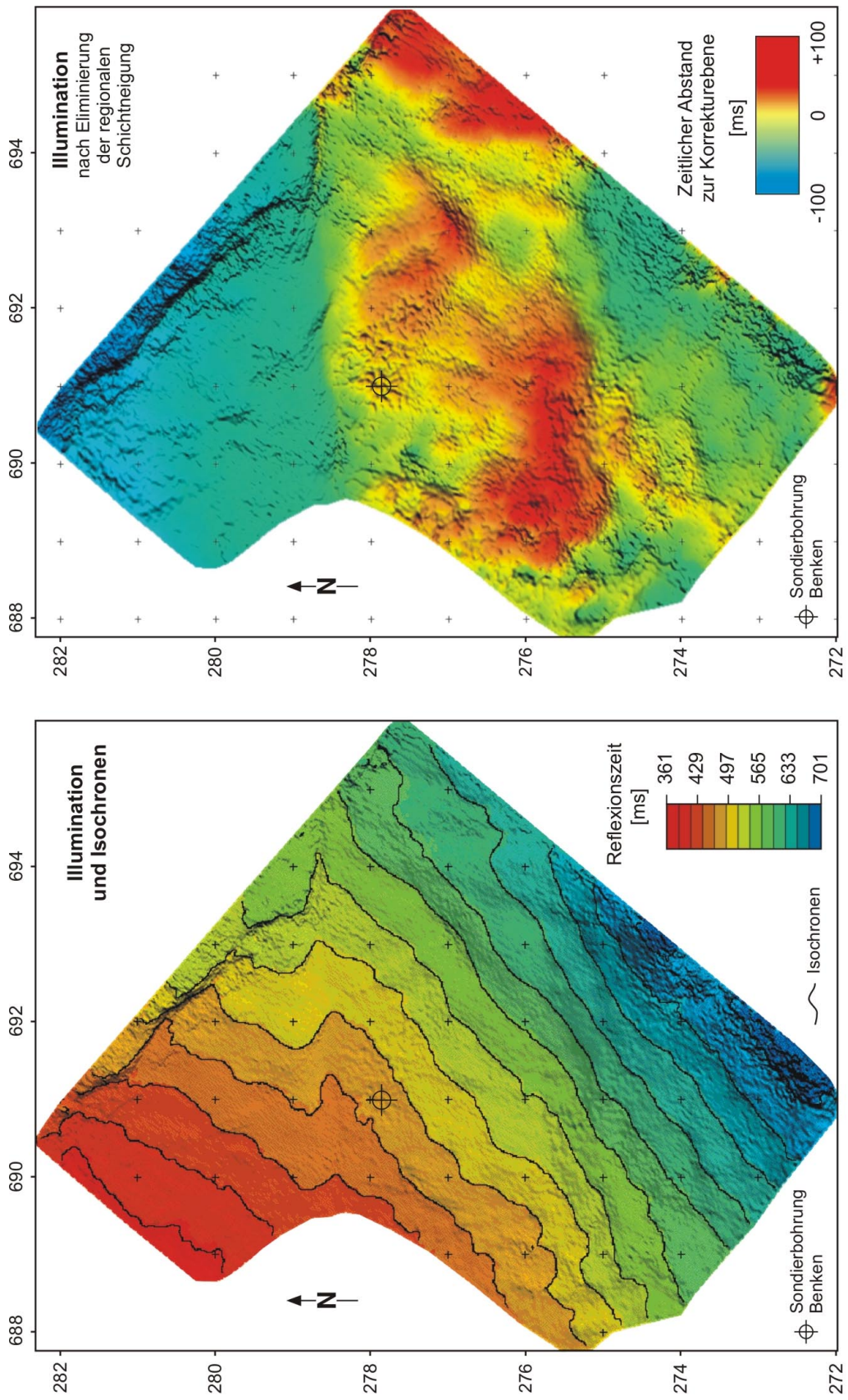
Korrektorebene (regionaler Trend)	Neigungsrichtung [°N]	Scheinbares Einfallen im Zeitbereich [°]**
Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten	143	3.2
Top Lias	143	2.8

** Da im Zeitbereich berechnet, entsprechen die angegebenen Mittelwerte der Fallwinkel nicht den aus den Tiefenkarten entnommenen, tatsächlichen Neigungsbeträgen der Markerhorizonte. Für Korrekturen im Zeitbereich stellen diese Werte allerdings die beste Approximation dar.

Anschliessend wurden die seismischen Attribute der resultierenden Differenzfläche berechnet. Diese neuen Karten (Fig. 4.8a-c, jeweils oben) zeigen die Beschaffenheit und die Details der Topographie der einzelnen Horizonte im Allgemeinen deutlicher. So ist z. B. in der korrigierten Illuminationskarte (Fig. 4.8a, oben) im zentralen Bereich des Messgebiets eine Plateau-artige Erhebung zu beobachten⁶. In dieser Darstellung sind die zeitlichen Abweichungen vom interpretierten Horizont (TLi) zur Korrektorebene des regionalen Einfallens farbcodiert dargestellt. Erhebungen über das regionale Einfallen hinaus sind rot hervorgehoben. Gebiete, die unter dem regionalen Einfallen liegen, sind blau-grün eingefärbt. Die Farbcodierung ist allerdings von der Lage der gewählten Korrektorebene abhängig. Interpretationen sollten deshalb nicht ausschliesslich anhand dieser Karte durchgeführt werden, sondern nur in Zusammenhang mit den anderen, unkorrigierten Karten (s. unten).

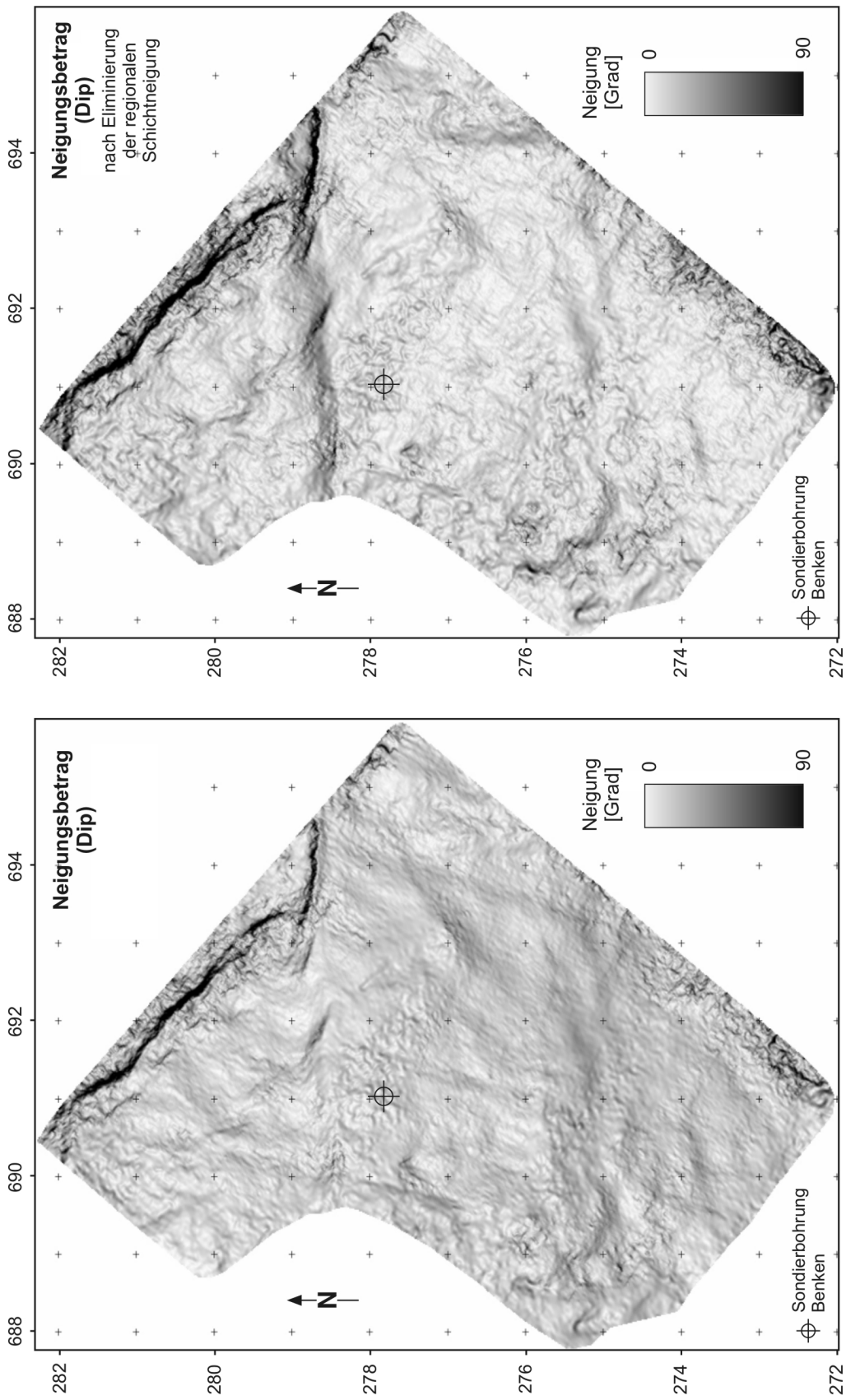
Die korrigierten Dip- und Azimut-Attributkarten zeigen generell mehr Detail und Kontrast als die Standardkarten, die vom regionalen Einfallen dominiert sind. Beim Vergleich der Standard-Dip-Attributkarte des Markerhorizonts Top Lias mit der korrigierten Karte des gleichen Horizonts (Fig. 4.8b) fällt allerdings auf, dass der zusätzlich gewonnene Kontrast die Auswertbarkeit der Horizontkarte teilweise vermindert. Das seismische Rauschen in Gebieten reduzierter Datenqualität wird in dieser neuen Darstellung überproportional hervorgehoben, weshalb der Horizont stärker gegliedert erscheint.

⁶ Wie in Kap. 4.6 näher ausgeführt, wird diese relative Erhebung gegenüber dem regionalen Einfallen (Hochzone von Benken) begrenzt durch die E-W streichende Wildensbucher Flexur im Norden und die in gleicher Richtung streichende Flexur von Rafz – Marthalen im Süden.



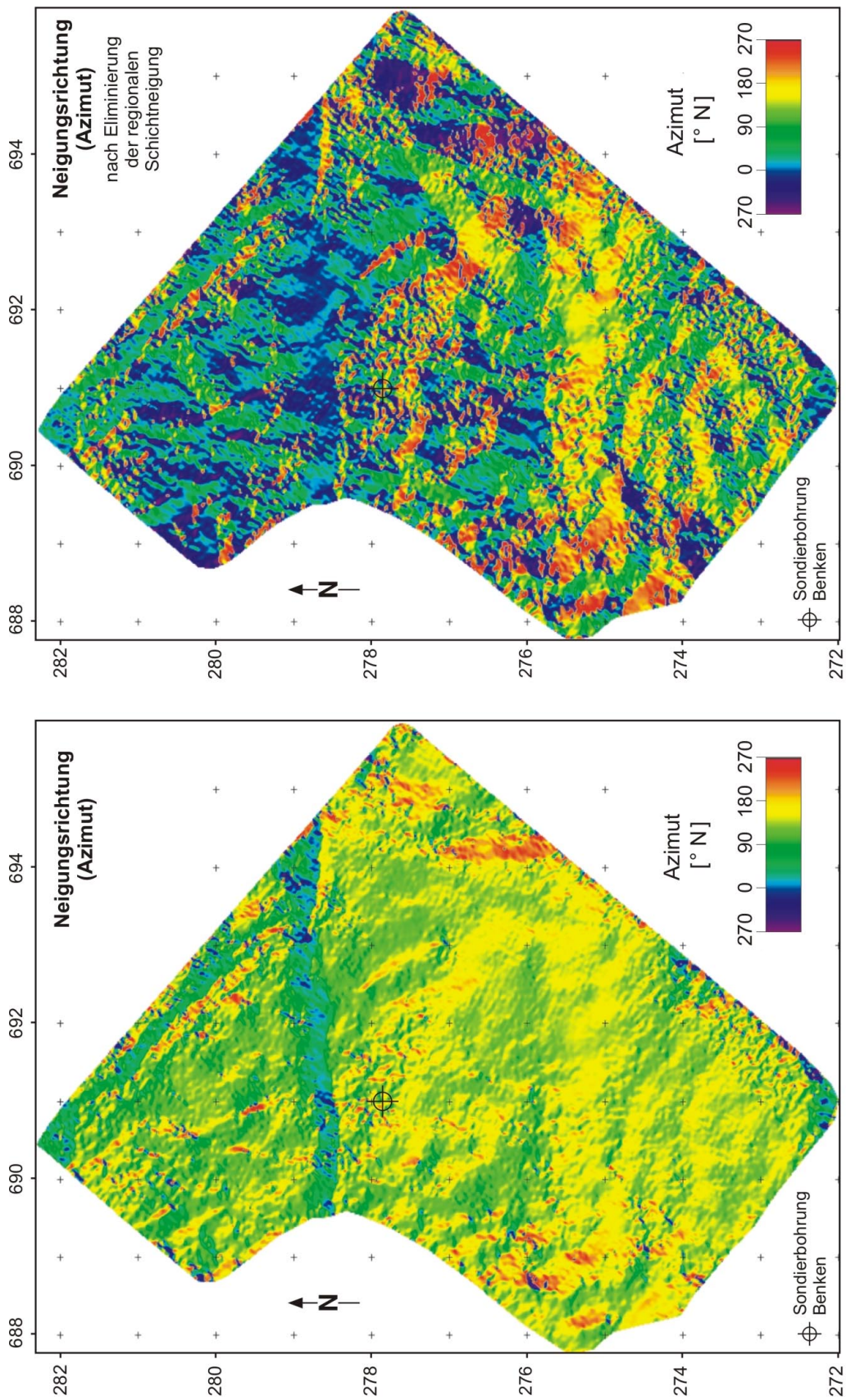
Karte unten: Standardanalyse, Karte oben: nach Eliminierung der regionalen Schichtneigung (vgl. Fig. 4.9).

Fig. 4.8a: Attributkarten des seismischen Markerhorizonts Top Lias: Illumination



Karte unten: Standardanalyse, Karte oben: nach Eliminierung der regionalen Schichtneigung (vgl. Fig. 4.9).

Fig. 4.8b: Attributkarten des seismischen Markerhorizonts Top Lias: Dip



Karte unten: Standardanalyse, Karte oben: nach Eliminierung der regionalen Schichtneigung (vgl. Fig. 4.9).

Fig. 4.8c: Attributkarten des seismischen Markerhorizonts Top Lias: Azimut

Die korrigierte Azimut-Attributkarte hebt durch das Entfernen des regionalen Einfallens im Vergleich zur Standard-Azimut-Attributkarte auch kleinste Undulationen markant hervor (Fig. 4.8c). Durch die azimutabhängige Farbcodierung können auf diese Weise sehr schwache, nur wenige Meter mächtige Flexuren an der Basis des Opalinustons sichtbar gemacht werden. Es ist Aufgabe der folgenden Kapitel, die Strukturelemente, die aus diesen Karten erkannt werden können, aufzuzeigen und zu diskutieren. Die korrigierten Attributkarten liefern zwar für Detailuntersuchungen einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag, basieren aber auf der Annahme, dass das regionale Einfallen mit einer Ebene approximiert werden kann. Weil die Richtigkeit dieser Annahme nicht überprüft werden kann, sollten diese Horizontkarten immer nur zusammen mit den unkorrigierten Horizontkarten interpretiert werden. Eine in diesem Zusammenhang durchgeführte Sensitivitätsstudie (Fig. 4.10) zeigt jedoch, dass die Darstellung der Strukturen in den Azimut-Attributkarten nicht wesentlich vom berechneten Betrag des Neigungswinkels der Korrektorebene abhängig ist und alle wesentlichen Strukturen gleichermaßen abgebildet werden.

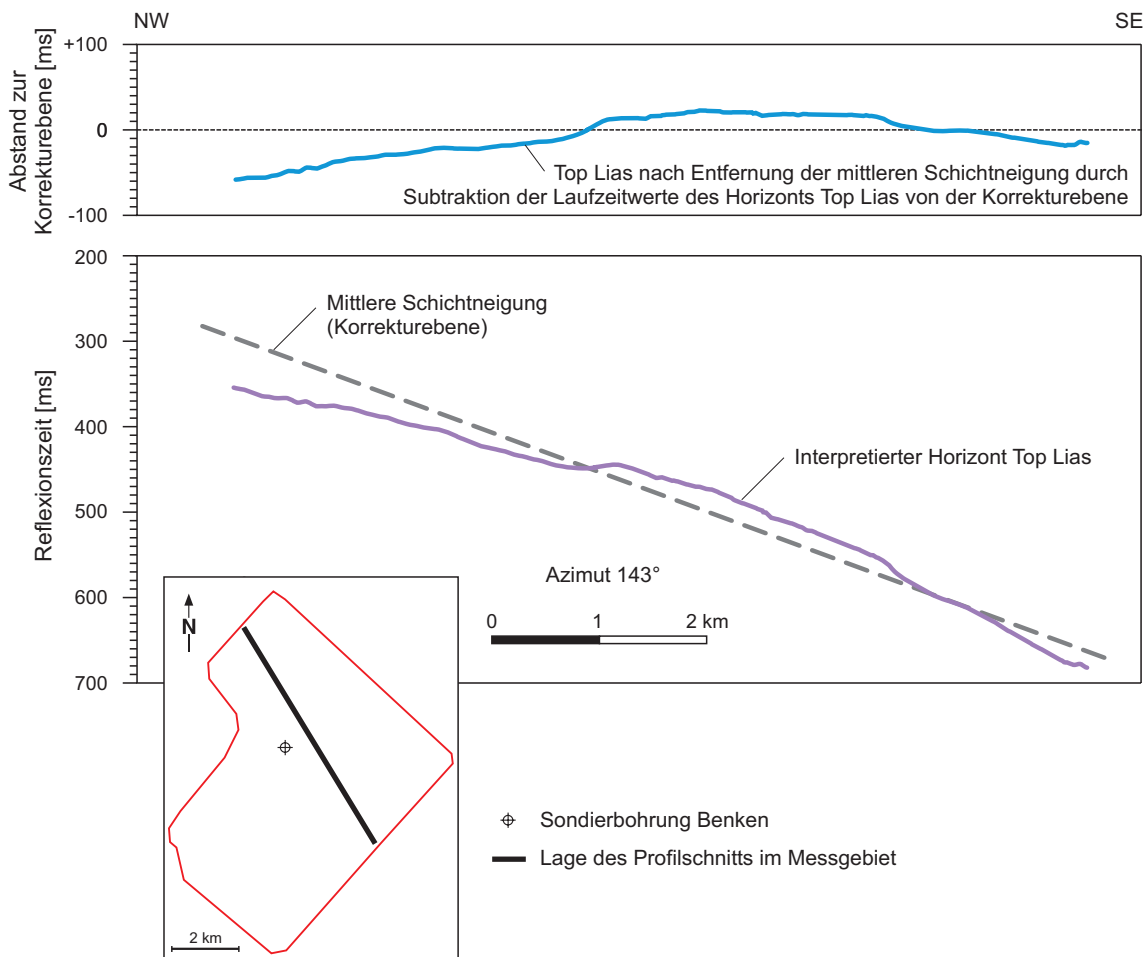


Fig. 4.9: Eliminierung der regionalen Schichtneigung der interpretierten Horizonte im Zeitbereich

Am Beispiel des seismischen Markerhorizonts Top Lias wird das Vorgehen bei der Eliminierung der regionalen Schichtneigung erläutert (Profilschnitt in Richtung des regionalen Einfallens): Zur Berechnung eines korrigierten Horizonts (blaue Linie) wurde der interpretierte Horizont (violette Linie) von der aus dem 3D-seismischen Datensatz abgeleiteten mittleren Schichtneigung als Korrektorebene (dunkelgrau gestrichelte Linie) subtrahiert.

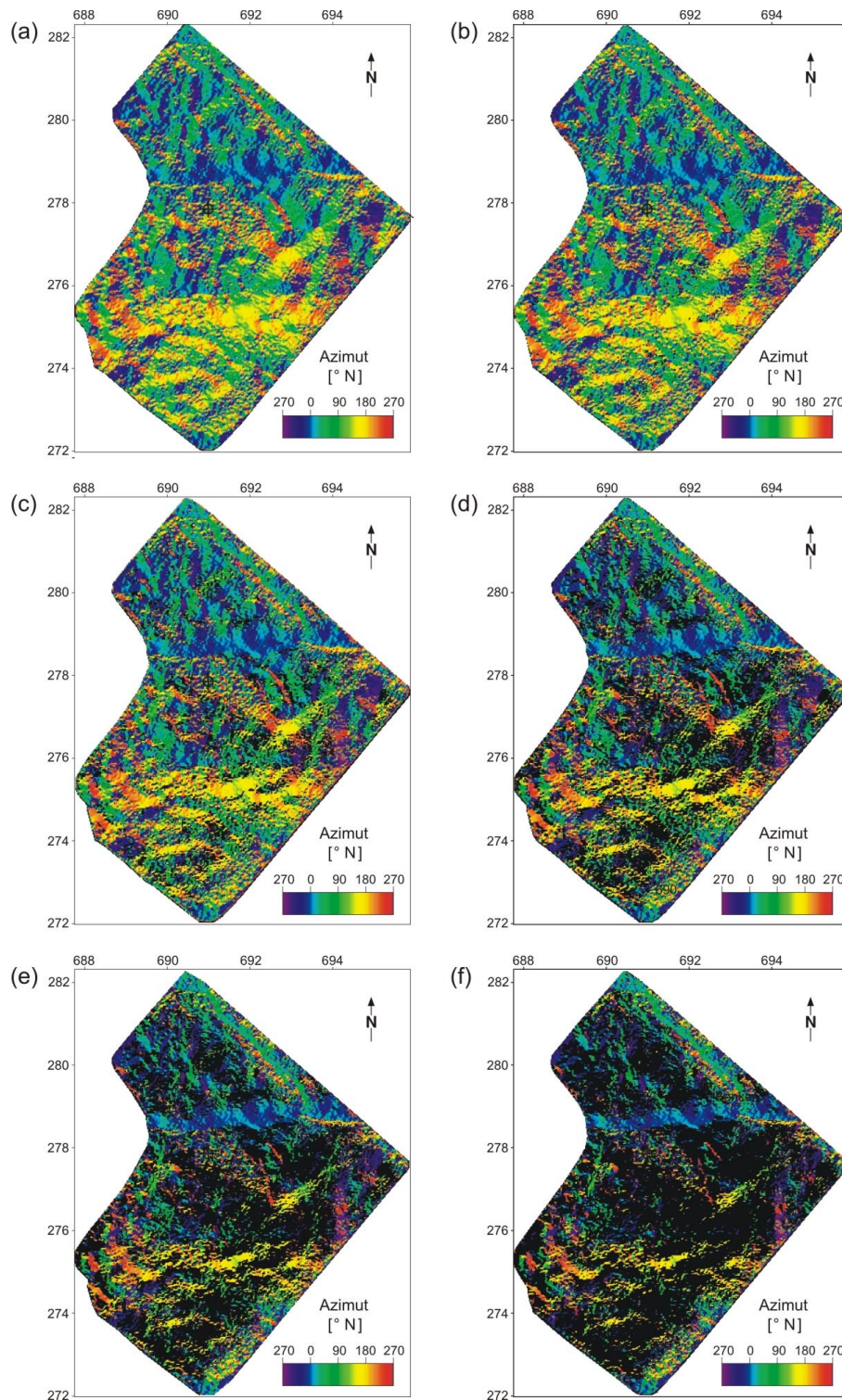


Fig. 4.10: Einfluss kleiner Abweichungen vom Neigungswinkel der Korrektorebene auf die Azimut-Attributkarte

Als Sensitivitätsstudie wurden in der korrigierten Azimut-Attributkarte Top Lias (Fig. 4.8c, oben) die Gebiete mit kleinsten Abweichungen von der korrigierten Neigung (Residualneigungen) Schritt für Schritt ausgeblendet: (a) ohne Ausblendung, (b) 0 – 0.5° Residualneigungen ausgeblendet, (c) 0 – 1°, (d) 0 – 1.5°, (e) 0 – 2.0°, (f) 0 – 2.5°.

Fig. 4.11 zeigt eine Zusammenstellung der Dip-Attributkarten der seismischen Markerhorizonte im Intervall Basis Mittlere Malmmergel bis Top Stubensandstein-Formation. Fig. 4.12 enthält eine entsprechende Zusammenstellung der kombinierten Dip- und Azimut-Attributkarten mit Angabe der zugehörigen Isochronen.

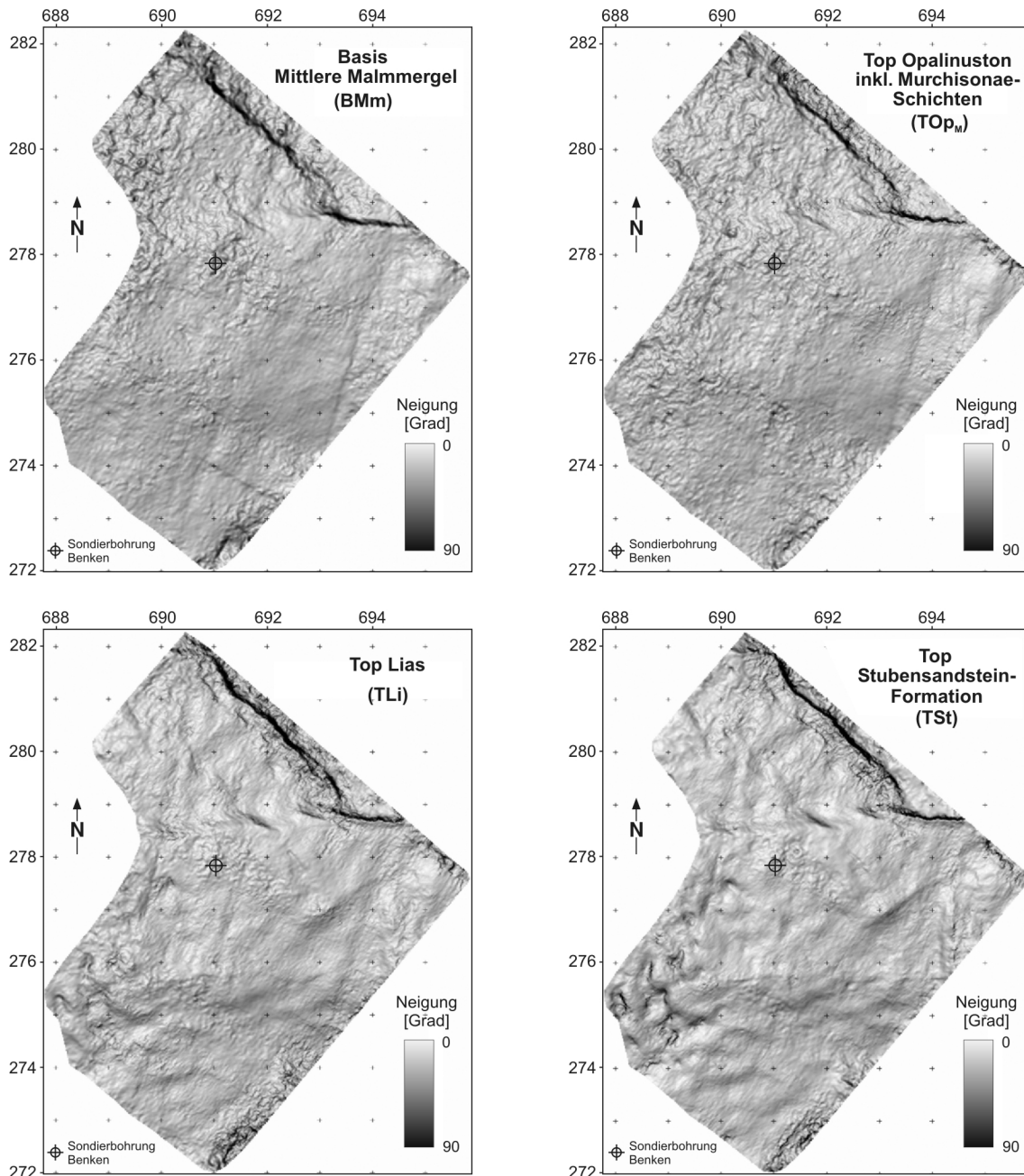


Fig. 4.11: Uninterpretierte Dip-Attributkarten der seismischen Markerhorizonte im Intervall Basis Mittlere Malmmergel bis Top Stubensandstein-Formation

Die dargestellten Dip-Attributkarten zeigen die deutliche Abnahme des Deformationsgrads mit zunehmender Überlagerung. An der Oberkante der Stubensandstein-Formation (TSt) sowie an der Basis des Wirtgesteins (TLi) sind noch mehrere Strukturen im gesamten Messgebiet zu erkennen. An der Oberkante des Wirtgesteins (TOP_m) und oberhalb (BMm) sind grössere Störungen nur noch im Norden und ganz am Südrand des Messgebiets zu erkennen.

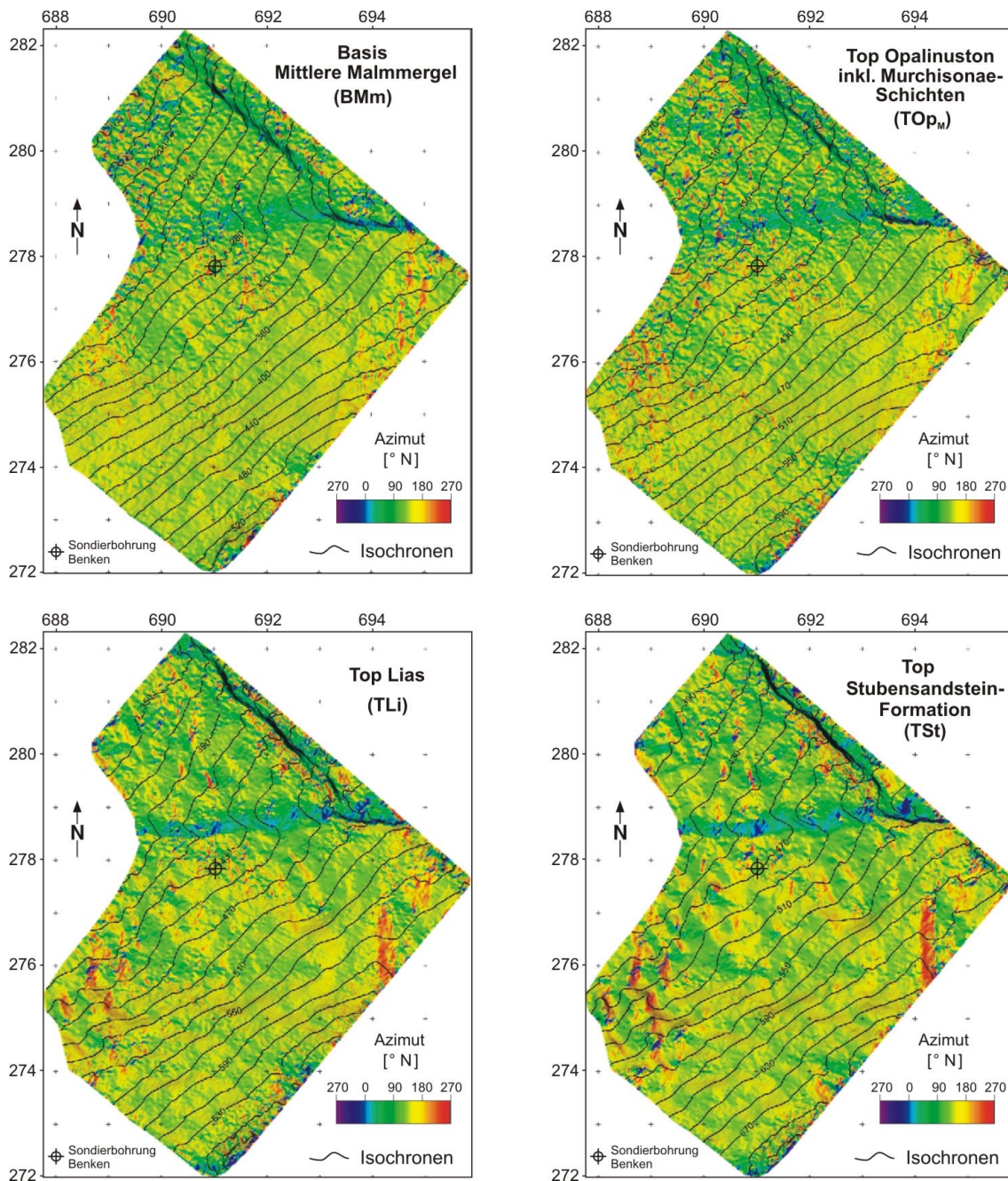


Fig. 4.12: Uninterpretierte, kombinierte Dip- und Azimut-Attributkarten mit Angabe der Isochronen der seismischen Markerhorizonte im Intervall Basis Mittlere Malmmergel bis Top Stubensandstein-Formation

Die dargestellten kombinierten Attributkarten zeigen die Abnahme des Deformationsgrads mit zunehmender Überlagerung ebenso wie die Dip-Attributkarten in Fig. 4.11.

Neben diesen strukturellen, direkt Horizont-bezogenen Attributen wurden auch Amplituden-Attribute aus Intervallen zwischen den seismischen Marker- oder Hilfshorizonten berechnet. Es wurden sowohl maximale Amplituden in Horizontkarten («horizon maps») und Horizontscheiben («horizon slices») wie auch mittlere Absolutwerte der Amplituden (RMS-Amplituden, «Root Mean Square») in Intervallen parallel zu den interpretierten Markerhorizonten extrahiert,

um etwaige Störungen im Wirtgesteinsintervall selbst oder in den angrenzenden Schichten zu identifizieren. Die gewählten Intervalle für die Extraktion der RMS-Amplituden waren einerseits die Intervalle zwischen den Markerhorizonten sowie andererseits 10 ms lange Intervalle parallel zur Oberkante und zur Basis des Wirtgesteins in unterschiedlichen (zeitlichen) Distanzen. Es zeigte sich, dass im Bereich des Wirtgesteins mit Hilfe dieser Karten keine neuen Störungen erkannt werden konnten. Auch die Horizontscheiben konnten keine wesentlichen neuen Beiträge zum Verständnis des Wirtgesteins liefern.

4.5 Katalog der kartierbaren Strukturen im Wirtgestein

4.5.1 Allgemeines

Die Möglichkeit, anhand des 3D-seismischen Datensatzes im Messgebiet alle Verwerfungen und Flexuren mit Niveauunterschieden von mindestens ca. 10 m quantitativ zu analysieren (Tab. 4.2, Beil. 4.9 und 4.10) und auch kleinere struktureologische Elemente kartographisch zu erfassen und qualitativ zu beschreiben (Beil. 4.11 bis 4.13), erlaubte es, einen Katalog aller struktureologischen Elemente im Messgebiet zu erstellen, die das Wirtgestein tangieren und die in Tab. 4.1 aufgelisteten Kriterien für die laterale und vertikale Ausdehnung erfüllen.

In diesem Kapitel werden sämtliche beobachteten Strukturelemente des Wirtgesteinsintervalls Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten⁷ illustriert und beschrieben. Diese Strukturelemente wurden im Verlauf der Interpretation des Amplitudendatensatzes (A-Störungen), der Analyse des Kohärenzdatensatzes (C-Strukturen) sowie der aus dem Amplitudendatensatz hergeleiteten Dip- und Azimut-Attributkarten (D-Strukturen) identifiziert und anschliessend kartiert. Mit dem hier beschriebenen Katalog wurden alle Störungen, die zumindest einen Teil des Wirtgesteins versetzen und einen vertikalen Versatz von mindestens 4 m aufweisen, qualitativ erfasst und dokumentiert. In Tab. 4.2 wurden alle Störungen, die das Wirtgestein um mindestens 10 m vertikal versetzen und eine laterale Ausdehnung in Streichrichtung von mindestens 150 m aufweisen, quantitativ ausgewertet. Diese Störungen sind auch in den Tiefenkarten dargestellt (Beil. 4.17 und 4.18).

Der Aufbau des Katalogs für die A-Störungen und C-Strukturen (Beil. 4.9 bis 4.11) ist jeweils so konzipiert, dass das erste Bild (links) die interpretierte Darstellung enthält und der uninterpretierten (rechts) gegenüberliegt. Die A-Störungen sind mit Hilfe von Amplituden-Profildarstellungen illustriert. Die C-Strukturen aus dem Kohärenzdatensatz sind durch ausgewählte und in Bezug auf Deutlichkeit und Datenqualität optimierte Horizontscheiben im Tiefenbereich der Strukturelemente veranschaulicht. Die Karten auf der rechten Seite der Beilagen dienen der Gesamtübersicht und enthalten die Strukturelemente, die im Bereich der Ober- und Unterkante des Wirtgesteins kartiert worden sind.

In den Beil. 4.9 bis 4.11 sind bei den jeweiligen Strukturen immer die maximalen vertikalen Versatzhöhen im Bereich der Wirtgesteinsabfolge (gemessen in Metern an den seismischen Markerhorizonten T_{OpM} oder T_{Li}) angegeben. Nicht alle der in diesen Beilagen dargestellten Profilabschnitte queren die Strukturen am Ort ihres maximalen vertikalen Versatzes; die entsprechenden Versatzhöhen wurden unabhängig von diesen Profilschnitten aufgrund der Tiefen-umwandlung der reflexionsseismischen Horizonte berechnet.

⁷ Die Murchisonae-Schichten wurden in der Sondierbohrung Benken generell in der gleichen tonigen Fazies wie der darunterliegende Opalinuston angetroffen. Mit Ausnahme der obersten 86 cm, die einen leicht höheren Kalk- und Sandanteil aufweisen, werden die Murchisonae-Schichten deshalb zum potentiellen Wirtgestein gezählt (s. auch unter "Wirtgestein" im Anhang).

Tab. 4.2: Liste aller beobachteten Störungen, die auf dem Niveau des Wirtgesteins in den Profilabbildungen direkt erkennbar und aufgrund ihres vertikalen Versetzungsbetrags von ≥ 10 m quantitativ auswertbar sind

Störung	Kurzbeschreibung	Maximaler vertikaler Versetzungsbetrag TOP _M ²⁾	Maximaler vertikaler Versetzungsbetrag TL _i ²⁾	Maximaler vertikaler Versetzungsbetrag BMz ²⁾	Beobachtete maximale vertikale Ausdehnung	Beobachtete maximale laterale Ausdehnung in Streichrichtung
		[m]	[m]	[m]	[ms]	[m]
A1a	NW-SE streichende Elemente der Neuhauser Störung	28	33	53	890	> 4000
A1b		23	35	37	760	1640
A1c		17	19	- ¹⁾	440	> 750
A1d		15	21	27	620	> 1000
A2a	WNW-ESE streichende Störung, die als Teil der Neuhauser Störung betrachtet wird	41	33	37	720	> 2200
A2b	Antithetisches Element zu A2a	17	-	-	400	800
A3a	NW-SE streichende Elemente der Wildensbucher Flexur	14	12	16	600	390
A3b		10	17	3	500	820
A3c		7	11	23	1000	850
A4	WSW-ENE streichende Abschiebung	4	12	39	1190	1100
A5	Steilstehende WNW-ESE streichende Aufschiebung	-	16	42	520	320
A6	N-S streichende Aufschiebung der Strukturzone von Niederholz	-	10	16	400	370
A7	N-S streichende Aufschiebung der Strukturzone von Niederholz	-	18	21	500	390
A8	NE-SW streichende Abschiebung am Südrand des Messgebiets	29	30	29	650	> 1750

¹⁾ Der Horizont wird ausserhalb des Messgebiets versetzt

²⁾ Die Bestimmung dieser Zahlen ist mit einer Unsicherheit von 2-3 m behaftet

Für die Auswertung und Illustration der Dip-Strukturen wurden in Beil. 4.12 und 4.13 zusätzlich die korrigierten Azimut-Attributkarten (Kap. 4.4) verwendet. Die Kartierung dieser nur qualitativ erfassbaren Kleinstrukturen, die meistens nur eine sehr geringe Versatzhöhe aufweisen, bedingt eine Erkennung auf mindestens zwei übereinanderliegenden analysierten Horizonten (s. Tab. 4.1). Deshalb werden hier die interpretierten Darstellungen der Dip-Attribut-

karten und korrigierten Azimut-Attributkarten auf dem Niveau der Markerhorizonte TOP_M (Oberkante der Murchisonae-Schichten) wie auch T_{Li} (Basis des Wirtgesteins) einander gegenübergestellt. Die uninterpretierten Attributkarten der entsprechenden Horizonte sind in Fig. 4.7 und 4.8, resp. 4.11 und 4.12 dargestellt.

4.5.2 Amplituden- (A-) Strukturen

- **A1a, A1b, A1c und A1d** (Beil. 4.9, Profildarstellung linke Kolonne, oben und Mitte) sind Elemente der Neuhauser Störung. Wie bereits erwähnt, war die Existenz der Neuhauser Störung bei der Planung der Messkampagne schon bekannt (NAEF et al. 1995). Das Messgebiet wurde so ausgedehnt, dass die Störung als Nordost-Begrenzung noch abgebildet werden konnte, wenn auch nicht mit voller Überdeckung. Die Neuhauser Störung wird in Kap. 4.6 ausführlicher beschrieben. Die Störungszone ist aus mehreren Ästen zusammengesetzt. Der vertikale Versatz ändert sich lateral und kann von einem Störungssast auf den anderen übertragen werden.

Der Hauptast A1a (Beil. 4.9) stellt das insgesamt grösste, im Gebiet des 3D-seismischen Datensatzes kartierte Störungselement dar. Er weist in seinem nördlichen Abschnitt als Abschiebung an der Basis des Opalinustons einen Versatz von ca. 33 m auf. Im Norden scheint sich dieser Ast in zwei weitere Äste A1c und A1d aufzugabeln (Beil. 4.9, Profildarstellung linke Kolonne, oben). Im südlichen Abschnitt des Asts A1a (Beil. 4.9, Profildarstellung linke Kolonne, Mitte) wird allmählich ein Teil des vertikalen Abschiebungsbetrags vom Ast A1b übernommen, während derjenige von A1a abnimmt. Weiter gegen Süden nimmt auch der Versatz des Asts A1b wieder ab.

- **A2a und A2b** (Beil. 4.9, Profildarstellung linke Kolonne, unten). Der Ast A2a wird aufgrund seines beachtlichen Versatzbetrags von bis zu ca. 41 m im Bereich des Wirtgesteins als Teil der Neuhauser Störung betrachtet, auch wenn er dieselbe Streichrichtung aufweist wie die Wildensbucher Flexur (s. unten). Die Störung A2b bildet ein zu A2a antithetisches Element.

Der vertikale (Abschiebungs-) Versatz des Asts A2a ist mit demjenigen der A1-Äste vergleichbar (s. auch Tab. 4.2). Eine strukturelle Verknüpfung mit den A1-Elementen wird vermutet, da der Ast A2a von WNW nach ESE an Bedeutung gewinnt, während diejenige von A1b gleichzeitig abnimmt. Die Übertragung des vertikalen Versatzbetrags von einem Element zum anderen erfolgt ohne direkte Verbindung der Störungselemente. Die antithetische Störung A2b beeinträchtigt lediglich die Oberkante des Opalinuston-Intervalls.

- **A3a, A3b und A3c** (Beil. 4.9, rechte Kolonne der Profildarstellungen) sind Elemente der Wildensbucher Flexur. Auch diese Struktur wird in Kap. 4.6 noch ausführlicher diskutiert und illustriert. Die drei kartierten Elemente zeichnen sich durch ihre en échelon-Anordnung und lokal begrenzte Ausdehnung aus. Bezeichnend ist auch, dass sie als diskrete Einzelstörungen Teil einer breiteren W-E orientierten Flexurzone sind und sich auf das Mesozoikum beschränken.

Das östliche Element A3a (Beil. 4.9) geht, ebenfalls en échelon-artig, aus A2a hervor, allerdings nicht mit vergleichbarer struktureller Bedeutung. Das mittlere Element A3b weist den grössten vertikalen Versatz dieser drei Elemente auf, mit maximal 17 m an der Basis des Wirtgesteins. Das westliche Element A3c ist weniger deutlich ausgebildet. Es liegt am westlichen Rand des Messgebiets.

- **A4** (Beil. 4.10, Profildarstellung linke Kolonne, oben) entspricht einer WSW-ENE streichenden Abschiebung, die von der Basis des Mesozoikums, an der sie mit ca. 39 m in ihrem zentralen Abschnitt den grössten vertikalen Versatz aufweist, bis auf das Wirtgesteinsniveau reicht und dieses um maximal 12 m versetzt. In den Attributkarten, besonders beim Marker-

horizont TLi (s. Beil. 4.12 und 4.13, Koordinaten ca. 693'000 / 277'000), erscheint die Abschiebung als Kante im Relief, die sich gegen Nordosten in abgeschwächter Form mit erhöhtem Neigungsbetrag fortsetzt.

- **A5** (Beil. 4.10, Profildarstellung linke Kolonne, Mitte) entspricht einer steilstehenden, WNW-ESE streichenden Störung, ca. 750 m west-südwestlich der Sondierbohrung Benken mit maximal 16 m Versatz im Bereich des Wirtgesteins, ohne jedoch die Oberkante des Wirtgesteins zu versetzen. Die Störung ist aus mehreren, komplex zueinander angeordneten Elementen aufgebaut, deren Verbindung im Keuper fraglich ist.
- **A6** (Beil. 4.10, Profildarstellung linke Kolonne, unten) bildet eine N-S verlaufende Störung, die ebenfalls eine Aufschiebungskomponente («reverse fault») aufweist und Teil des kleinräumigen, kompressiv überprägten Deformationsmusters des tieferen Mesozoikums im Südwesten des Messgebiets ist (Strukturzone von Niederholz, s. Kap. 4.6). Die Deformation dieser Kompressionstektonik reicht nur in stark abgeschwächter Form bis auf das Niveau des Wirtgesteinsintervalls (maximaler Versatz 10 m), ohne wiederum die Oberkante der Wirtgesteinsabfolge zu versetzen. An der Basis des Mesozoikums beträgt der Versatz 16 m.
- **A7** (Beil. 4.10, Profildarstellung rechte Kolonne, oben), eine N-S orientierte Aufschiebung, westlich von A6 bildet ebenfalls ein Element des oben beschriebenen, kompressiv überprägten Deformationsmusters am Südwestrand des Messgebiets. Die Störung erfasst die Basis des Opalinustons in stärkerer Masse als A6, scheint aber auch hier die Oberkante der Murchisonae-Schichten nicht zu versetzen (vgl. Fig. 4.11). Sie weist an der Basis des Opalinustons einen vertikalen Versatz von maximal 18 m auf.
- **A8** (Beil. 4.10, Profildarstellung rechte Kolonne, Mitte) befindet sich am äussersten Südrand des Messgebiets. Die Datenqualität ist dort wegen der eingeschränkten Wirkung des Migrationsoperators (s. Kap. 2.4), vor allem aber aufgrund der deutlich übertieften Quartärrinne des Thurtals stark beeinträchtigt. Es ist möglich, dass A8 einer bereits auf den regionalen seismischen Profilen von 1991/92 erfassten Verwerfung entspricht (s. Beilage 5 in NAEF et al. 1995, Linie 91-NO-66), die bei der damaligen Interpretation allerdings nur im Permokarbon und bis an die Basis des Mesozoikums eingezeichnet worden ist. Die Störung scheint Bestandteil einer mehrgliedrigen Flexurzone zu sein, die von Siglistorf im Westen über Rheinsfelden, Weiach, Eglisau, Ruedlingen bis nach Andelfingen streicht (vgl. z. B. NAEF & DIEBOLD 1990, Abb. 1) und den tiefsten Teil des Weiach-Trogs von einem weniger tiefen (Schulter-) Bereich nördlich davon trennt. Der Übergang vom tiefen Teil des Permokarbondrogs im Süden dieser Struktur zur nördlich gelegenen Trogschulter zeichnet sich ebenfalls in den gravimetrischen Residualfeldkarten in KLINGELÉ & SCHWEN-DENER (1984) ab. Anhand der vorliegenden Interpretation der 3D-seismischen Daten erstreckt sich diese Trogschulter über den südlichen Teil des 3D-seismischen Messgebiets und reicht im Norden bis zur Hochzone von Benken (vgl. Kap. 4.6.2). Der vertikale Versatz beträgt im Wirtgestein rund 30 m (s. auch Tab. 4.2).

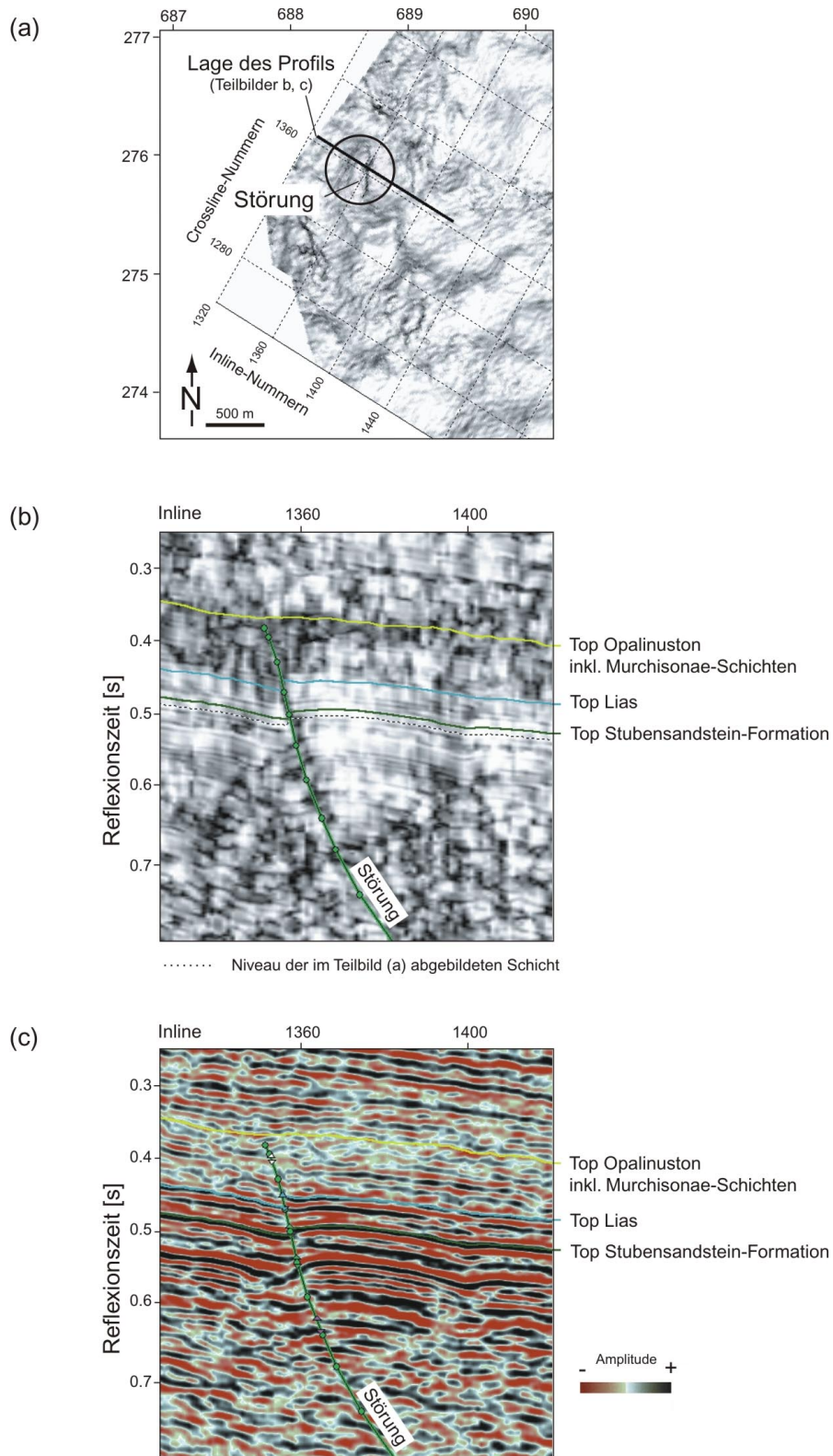


Fig. 4.13: Strukturauswertung mit Hilfe des nach Kohärenz berechneten Datensatzes am Beispiel der Störung A7

Horizontkarte der nach Kohärenz berechneten Daten (a), Profilschnitt (Crossline 1365) in Kohärenz- (b) und Amplitudendarstellung (c).

4.5.3 Kohärenz- (C-) Strukturen

Mit dem Verfahren der Kohärenzberechnung können im 3D-seismischen Datensatz Verwerfungsflächen, für die keine Reflexionen registriert worden sind, durch numerischen Vergleich der benachbarten seismischen Spuren räumlich abgebildet werden. Fig. 4.13 zeigt eine solche Detailuntersuchung am Beispiel einer A-Struktur (A7). Im dargestellten westlichen Kartenausschnitt des Messgebiets der nach Kohärenz berechneten Daten ist die in etwa N-S verlaufende Störung eingetragen (Fig. 4.13a), der entsprechende Profilausschnitt aus dem Kohärenzdatensatz zeigt den vertikalen Verlauf dieser Störung, welche die Basis des Opalinustons um ca. 18 m versetzt (Fig. 4.13b). Das Ausmass der Diskontinuitäten wird mit Grautönen dargestellt, kontinuierliche Abschnitte bleiben dabei weiss. Fig. 4.13c zeigt denselben Profilausschnitt in der Amplitudendarstellung. Mit Hilfe der Kohärenzberechnung konnten auch kleinere Störungen der Gesteinsschichten im Detail untersucht werden.

Die festgestellten vertikalen Bewegungen entlang den meisten der im vorliegenden Kapitel beschriebenen Strukturen sind klein. Der Laufzeitunterschied zwischen den beiden Seiten der mit Hilfe der Kohärenzdaten identifizierten Elemente beträgt typischerweise nur ein bis zwei Abtastwerte (2 – 4 ms). Damit aber eine Verwerfung eines seismischen Reflexionshorizonts im vertikalen Profil als solche eindeutig wahrgenommen werden kann, muss der Versatz mindestens ein Viertel des Wellenzugs betragen. Im betrachteten Tiefenintervall sind das je nach dominierender Frequenz etwa 5 – 10 ms. Die nachstehend aufgelisteten C-Strukturen können somit in Profildarstellungen generell nicht erkannt werden; es ist deshalb nicht klar, ob es sich um kleinräumige Flexuren oder Verwerfungen handelt.

- **C1** (Beil. 4.11, Kartenausschnitte linke Kolonne, oben), ein NW-SE orientiertes Element im südlichen Teil des Messgebiets, eine kleine Struktur mit geringem Niveauunterschied von maximal ca. 6 m, die sich aber über mehr als 2 km lateral verfolgen lässt. Sie ist auf das Wirtgesteinsintervall sowie den oberen Dogger begrenzt. Auf den Attributkarten an der Basis des Opalinuston-Intervalls nur sehr schwach ausgeprägt (s. Fig. 4.8a-c), tritt sie deutlicher in Erscheinung auf dem über dem Wirtgestein liegenden Horizont Basis Mittlere Malmmergel (s. Fig. 4.11). In den Tiefenkarten lassen sich unterhalb dieses Elements in den Bereichen des unteren Mesozoikums geringfügige Neigungsänderungen feststellen (s. Beil. 4.19 bis 4.21). Horizontscheiben im Kohärenzdatensatz zeigen aber, dass kein direkter Zusammenhang zwischen den beiden Strukturen besteht. Aufgrund seiner subparallelen Lage zur Crossline-Richtung kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich bei dem hier kartierten Element auch um ein Artefakt der Datenaufnahme oder -verarbeitung handeln könnte.
- **C2** (Beil. 4.11, Kartenausschnitte linke Kolonne, Mitte) ist eine etwa NE-SW verlaufende Struktur, die ganz am südwestlichen Rand des berechneten Kohärenzdatensatzes liegt, bei dem die seismische Überdeckung bereits geringer ist. Die Struktur ist ebenfalls nur im Wirtgesteinsintervall und dem darüberliegenden mittleren und oberen Dogger zu erkennen. Die laterale Ausdehnung der Struktur im Messgebiet ist auf ca. 400 m beschränkt. Es ist jedoch anzunehmen, dass sie sich ausserhalb des Messgebiets weiter nach Südwesten erstreckt. Der Versatz des seismischen Markerhorizonts TLi nimmt entlang dieser Struktur gegen Süden zu (der maximale beobachtete vertikale Niveauunterschied beträgt im Messgebiet ca. 7 m). Die Struktur C2 ist auch in der Dip-Attributkarte des Markerhorizonts Top Lias (Fig. 4.11, Koordinaten ca. 689'500 / 273'500) zu erkennen.
- **C3** (Beil. 4.11, Kartenausschnitte linke Kolonne, unten) ist ein Strukturelement, das subparallel zur Inline-Richtung im nördlichen Teil des Messgebiets verläuft. Es lässt sich über eine Distanz von rund 450 m verfolgen und verschiebt die Oberkante des Opalinustons und die Murchisonae-Schichten um maximal ca. 5 m. Ob die Struktur bis in den unteren Teil des

Wirtgesteins reicht, lässt sich aufgrund des etwas höheren Rauschanteils in den Daten in diesem Gebiet nicht eindeutig beantworten. In den Dip-Attributkarten der Oberkante der Murchisonae-Schichten (Top_M) und der Basis des Opalinustons (T_{Li}) lassen sich an dieser Stelle Neigungsänderungen erkennen (s. Fig. 4.11, ca. 690'500 / 279'000), allerdings ohne dass sich diese deutlich vom übrigen Rauschpegel abheben.

- **C4** (Beil. 4.11, Kartenausschnitte rechte Kolonne, oben) ist ein Strukturelement mit ca. 450 m lateraler Ausdehnung, das etwa senkrecht zur bedeutenderen Neuhauser Störung verläuft. Es gibt Anzeichen, dass in der näheren Umgebung dieser Struktur noch mehrere kleinere Strukturen des gleichen Typs vorhanden sind, die alle dieselbe NNE-SSW-Richtung aufweisen (auf der Hochscholle des Strukturelements A1a, s. Fig. 4.27). Die Struktur C4 scheint das ganze Wirtgesteinsintervall und die angrenzenden Rahmengesteine zu verschieben. Der vertikale Niveauunterschied ist aber überall sehr klein (ca. 6 m) und in den Profilen des Amplitudendatensatzes nicht durchgehend zu erkennen (BIRKHÄUSER et al. 1999).
- **C5** (Beil. 4.11, Kartenausschnitte rechte Kolonne, Mitte) erstreckt sich lateral über ca. 650 m und scheint – im Gegensatz zu den vier oben beschriebenen Strukturen – nur den unteren Teil des Wirtgesteins zu verschieben, dies kann allerdings wegen des erhöhten Rauschpegels nicht genau festgestellt werden. Der maximale beobachtete vertikale Niveauunterschied des Wirtgesteins beträgt ca. 4 m. Die Struktur streicht NNW-SSE und kann auch in den Attributkarten beobachtet werden, wie z. B. in der kombinierten Azimut- und Dip-Attributkarte des Markerhorizonts Top Lias (Fig. 4.12, Koordinaten ca. 690'650 / 279'850).

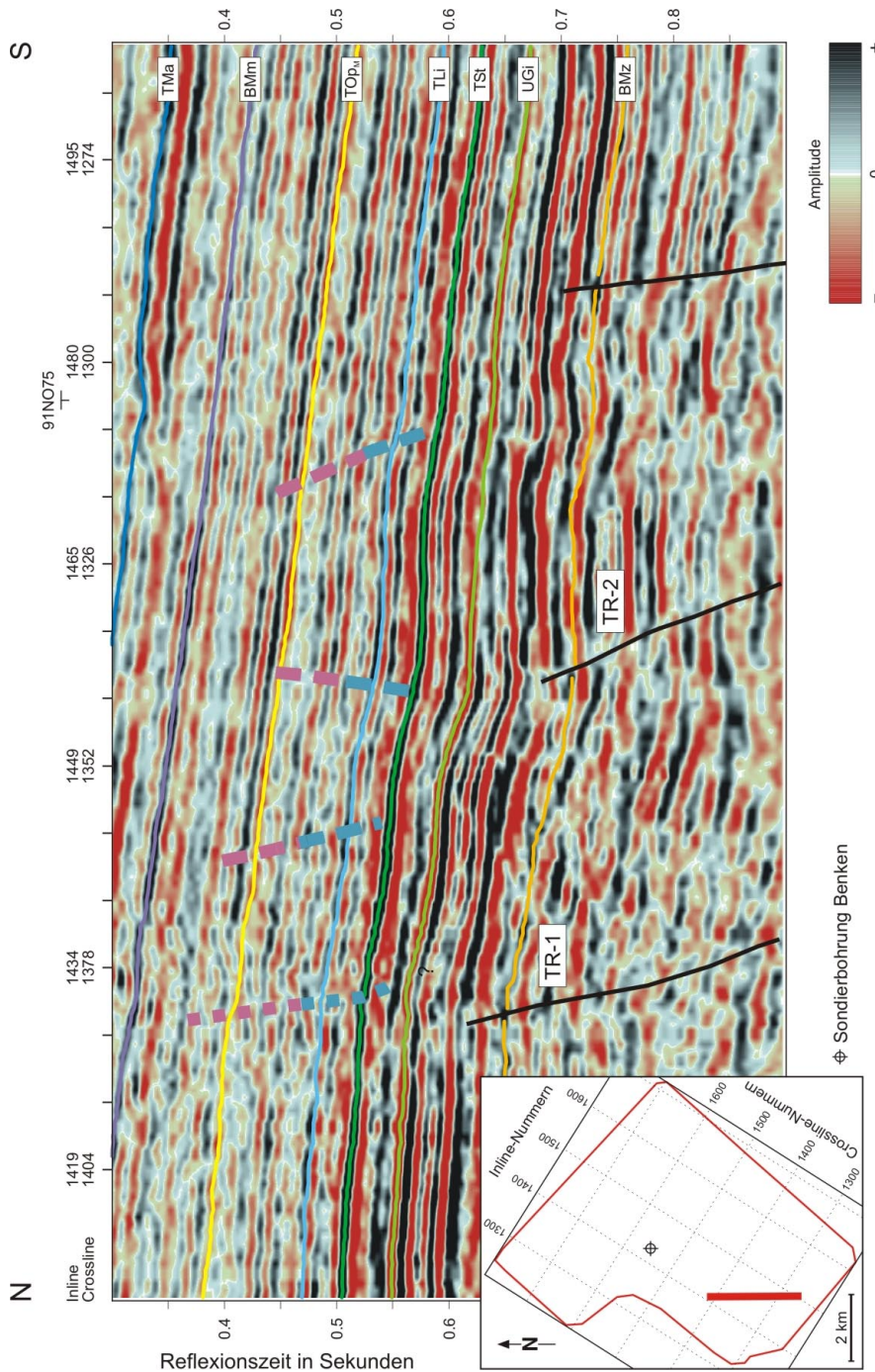
4.5.4 Dip- (D-) Strukturen

Die Dip-Attributkarten (Beil. 4.12 und 4.13) zeigen für das Wirtgestein detailliertere Abbildungen der Strukturen als dies bei den oben betrachteten, nach Kohärenz berechneten Horizontauspielungen der Fall ist. Die Graufärbung der Dip-Attributkarten zeigt Verwerfungen – aufgrund deren hoher Neigung – als dunkle, scharf abgegrenzte Linien (vgl. Fig. 4.11). Allmähliche Neigungsänderungen (Flexuren) sind wie bei einer Reliefkarte am graduellen Übergang der Graufärbung zu erkennen.

Da es sich bei den ausgeschiedenen Elementen um diejenigen mit den geringsten Versetzungs-beträgen handelt, und man sich – stellenweise zusätzlich beeinträchtigt durch die Datenqualität – oft im Grenzbereich des Datenauflösungsvermögens bewegt, wurde bei der Auswertung der Attributkarten nachfolgend beschriebenes Vorgehen gewählt (s. auch Kriterien in Tab. 4.1):

1. In einem ersten Schritt wurden auf den unkorrigierten Dip-Attributkarten Strukturelemente kartiert, die eine laterale Ausdehnung > 400 m besitzen und für die es sowohl an der Basis als auch im Bereich der Oberkante des Wirtgesteins Hinweise gibt.
2. In einem zweiten Schritt wurde versucht, diese kartierten Elemente mit Hilfe der Dip-korrigierten Azimut-Attributkarten zu bestätigen, wobei auch hier Hinweise an der Basis und im Bereich der Oberkante des Wirtgesteins sichtbar sein müssen.
3. In einem dritten Schritt wurde die Lage der Strukturelemente mit Hilfe der Dip-korrigierten Azimut- und Dip-Attributkarten justiert, wobei die Kriterien aus den Dip-Attributkarten stärker gewichtet wurden.
4. In einem letzten Schritt wurde eine Unterscheidung zwischen deutlichen und weniger deutlichen Strukturelementen vorgenommen:

- a) *Deutliche* Strukturelemente enthalten Hinweise auf allen vier Karten (unkorrigierte Dip-Attributkarten der Horizonte TOP_M und TLi sowie Dip-korrigierte Azimut-Attributkarten der Horizonte TOP_M und TLi).
- b) *Tentative* Strukturelemente wurden dort ausgeschieden, wo die seismische Datenqualität generell beeinträchtigt ist, oder sie sich lediglich auf *einer* der beiden (unkorrigierten) Dip-Attributkarten (TOP_M oder TLi) deutlich erkennen lassen.



Die N-S orientierte Profilinie durch die Strukturzone 1 im Süden des Messgebiets überquert die Flexur von Rafz – Marthalen, die sich von der Basis des Mesozoikums bis auf das Niveau des Wirgesteins durchpaust. Ferner zeigt das Profil an der Basis der Flexur die Trogstörungen TR-1 & TR-2 sowie eine südliche Begleitstörung im Bereich der Trogschulter.

Farbig gestrichelte oder gepunktete Linien: anhand der Attributkarten erkannte Strukturelemente (hellblau: auf Horizont TLi kartiert, rosa: auf Horizont TOP_M kartiert), schwarze Linien: kartierte Störungen; seismische Markerhorizonte s. Tab. 3.1.

Fig. 4.14: Seismische Linie durch die Strukturzone 1 der Dip-Attribut-Interpretation

Bei der Auswertung der Attributkarten, d. h. Erkennung von Strukturelementen, lassen sich Gebiete abgrenzen, die sich in Bezug auf Häufigkeit, Orientierung der Elemente und möglicherweise auch strukturell voneinander unterscheiden. Im Anschluss an die Kartenauswertung wurden die seismischen Amplitudenprofile erneut auf räumliche Zusammenhänge der Strukturelemente überprüft. Daraufhin wurden Strukturzonen ausgeschieden, die durch die Umhüllende der einzelnen Strukturelemente begrenzt werden. Allerdings lassen sich auch übergeordnete, NNE-SSW streichende Strukturelemente erkennen, die sich nicht einer einzelnen Zone zuordnen lassen, sondern sich über grössere Distanzen erstrecken. Diese übergeordneten Elemente sowie die Strukturzonen mit ihren Einzelementen werden nachfolgend beschrieben und anhand von seismischen Profilschnitten illustriert.

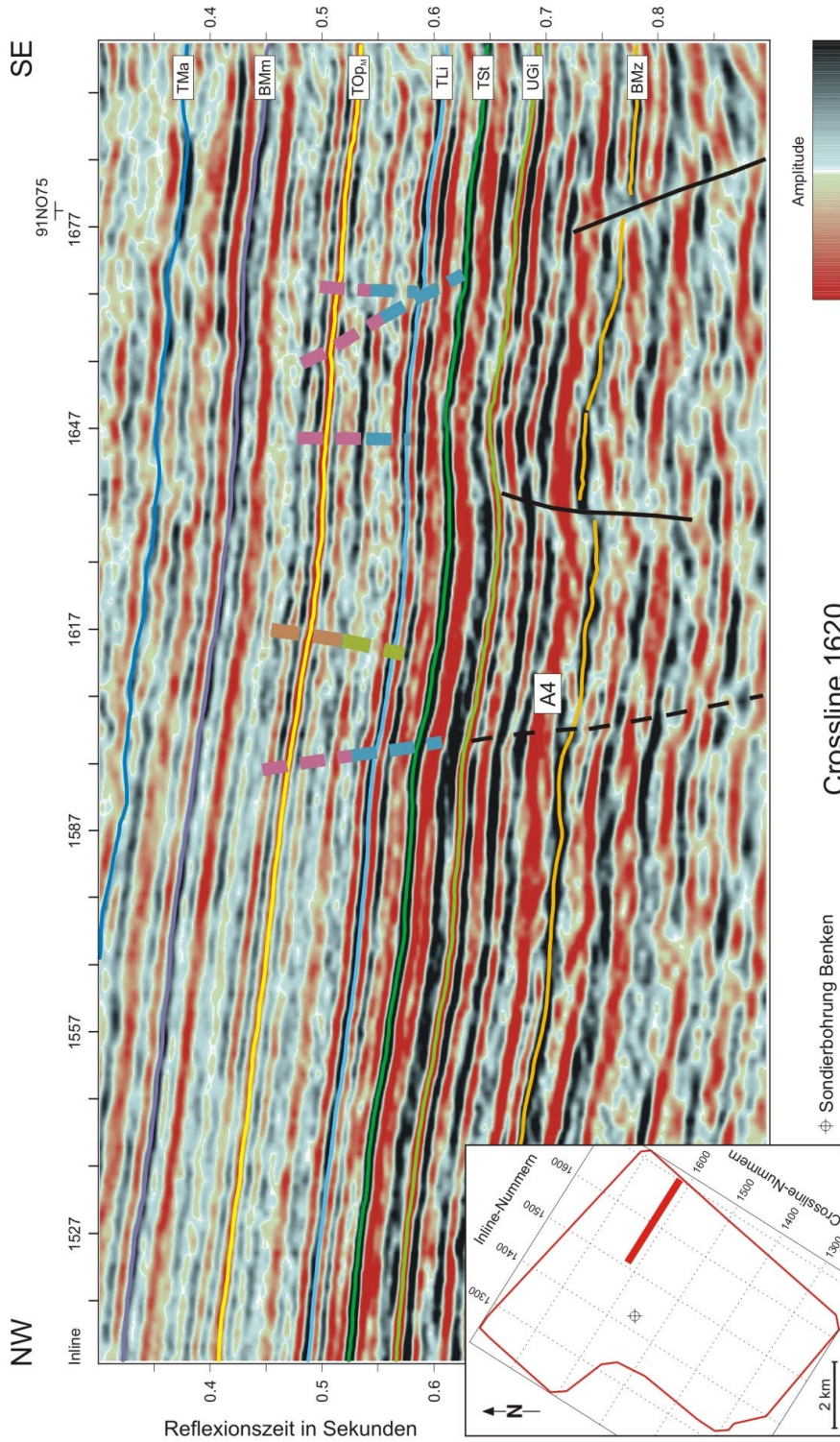
In den Profilschnitten Fig. 4.14 bis 4.17 sind die Dip-Strukturen, die sich auf den Dip- und Azimut-Attributkarten im Bereich der Oberkante und an der Basis des Wirtgesteins als Strukturelemente erkennen lassen, als farbige Linien dargestellt (gestrichelt: deutlich zu erkennende Strukturelemente; gepunktet: tentative Strukturelemente).

- **NNE-Strukturelemente** (Beil. 4.12 und 4.13; Fig. 4.15 – 4.17): Drei NNE-SSW streichende Elemente lassen sich nicht einer einzelnen, lokal begrenzten Strukturzone zuordnen. Sie sind im östlichen wie auch im nördlichen Teil des Messgebiets ausgebildet.

Die konstante, subparallele Anordnung dieser drei Strukturelemente untereinander legt eine ursprüngliche Verwandtschaft nahe. Das deutlichste Strukturelement verläuft unmittelbar westlich der Antiklinale von Trüllikon (s. Fig. 4.18) und durchquert die Strukturzone 2 (s. unten). Dieses NNE-Strukturelement tritt auf den meisten Attributkarten der seismischen Markerhorizonte Basis Mittlere Malmmergel, Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten und Top Lias markant in Erscheinung (vgl. Fig. 4.7 und 4.8). Die über mehr als 3 km verfolgbare, gerade ausgerichtete, deutliche Änderung der Neigungsrichtung ist am besten auf der korrigierten Azimut-Attributkarte an der Oberkante der Murchisonae-Schichten (Markerhorizont TOP_M) zu beobachten (Beil. 4.12, untere Zeile, zweite Darstellung von rechts). Im Profilschnitt ist dieses Element allerdings nicht zu erkennen (Fig. 4.15, zweit-nördlichstes Element, hellgrün – braun eingezeichnet aus den Attributkarten übertragen), da die Reflexionshorizonte entlang dieses Elements keinen messbaren vertikalen Versatz aufweisen. Ähnliches gilt für die anderen beiden NNE-Strukturelemente, die in die Strukturzone 3 hineinreichen (Fig. 4.16, zweit-südlichstes, hellgrün – braun markiertes Element), bzw. in Strukturzone 3 und 4 kartierbar sind (Fig. 4.17, zweit-nördlichstes, hellgrün – braun markiertes Element). Auf den Attributkarten der tieferliegenden seismischen Markerhorizonte Top Stubensandstein-Formation, unterer Gipskeuper und Basis Mesozoikum sind diese drei Strukturelemente allerdings nicht zu erkennen. Als Grund für dieses Verschwinden wird die stärkere Strukturierung der Horizonte vermutet, welche die subtile Änderung der Neigungsrichtung im Bereich der NNE-Strukturelemente maskiert.

- **Strukturzone 1** (Beil. 4.12, Kartenausschnitte der oberen Zeile und Fig. 4.14) befindet sich im südlichen Teil des Messgebiets und erstreckt sich in W-E-Richtung. Sie enthält fast ausschliesslich WSW-ENE streichende Strukturelemente. In Fig. 4.14 sind treppenartige Versetzungen im Bereich der Basis des Mesozoikums erkennbar, die – in abgeschwächter Form – in den darüberliegenden Abfolgen flexurartige Verbiegungen verursachen. Im Bereich der farbig eingezeichneten Strukturelemente lässt sich in den Profildarstellungen stellenweise ein geringfügiger Versatz des Wirtgesteins erkennen, der auf einen Bruchcharakter hindeutet. Dieser Versatz lässt sich aber oft nur über kurze Strecken (< 150 m) verfolgen. Gemäss den Kriterien zur Kartierung der struktureologischen Elemente (Tab. 4.1) wurden an diesen Stellen deshalb keine durchgehenden Verwerfungen eingezeichnet. Im Allgemeinen sind die Strukturelemente an der Basis des Wirtgesteins deutlicher ausgeprägt, womit auf eine ursächliche Verknüpfung mit darunterliegenden Struk-

turen hingedeutet wird. Es ist auch denkbar, dass einige der hier beobachteten Strukturelemente von der tieferliegenden triadischen Bruchbildung entkoppelt sind und nur bis in den Oberen Keuper hinunterreichen.

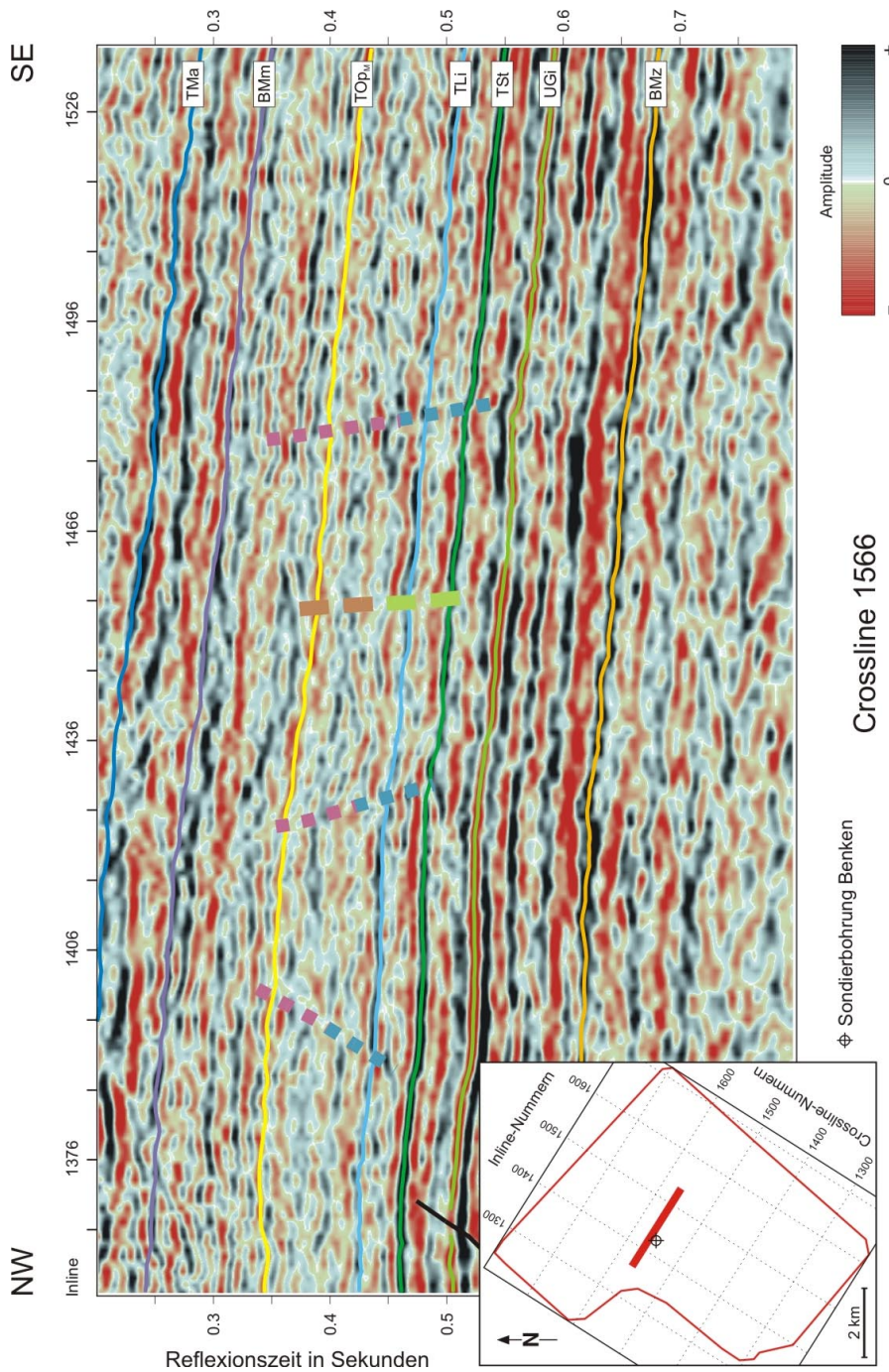


Crossline 1620 durch die Strukturzone 2 überquert im Osten die Antiklinale von Trüllikon (vgl. Fig. 4.18), die sich von der Basis des Mesozoikums teilweise ebenfalls bis auf das Niveau des Wirtgesteins erkennen lässt. Bei der nördlichsten Dip-Struktur ist die mögliche Verknüpfung mit der tieferliegenden A4-Störung offensichtlich. Farbige gestrichelte oder gepunktete Linien: anhand der Attributkarten erkannte Strukturelemente (hellblau: auf Horizont TLI kartiert, rosa: auf Horizont TOP_M kartiert; NNE-Strukturelemente entsprechend hellgrün bzw. braun eingezeichnet), schwarze Linien: kartierte Störungen; seismische Markerhorizonte s. Tab. 3.1.

Fig. 4.15: Seismische Linie durch die Strukturzone 2 der Dip-Attribut-Interpretation

- **Strukturzone 2** (Beil. 4.12, Kartenausschnitte der unteren Zeile und Fig. 4.15) befindet sich im östlichen Teil des Messgebiets und zeichnet sich durch N-S orientierte Strukturelemente aus, die von SW-NE gerichteten Elementen durchsetzt werden. In Fig. 4.15 (Störung A4) wird eine Verknüpfung mit darunterliegenden Strukturen deutlich.

Aus Beil. 4.12 und Fig. 4.15 wird für das nördlichste Element (das die N-S streichenden Strukturelemente kreuzt) deutlich, dass es sich hier um die laterale und vertikale Verlängerung der A4-Struktur handelt (Beil. 4.10).

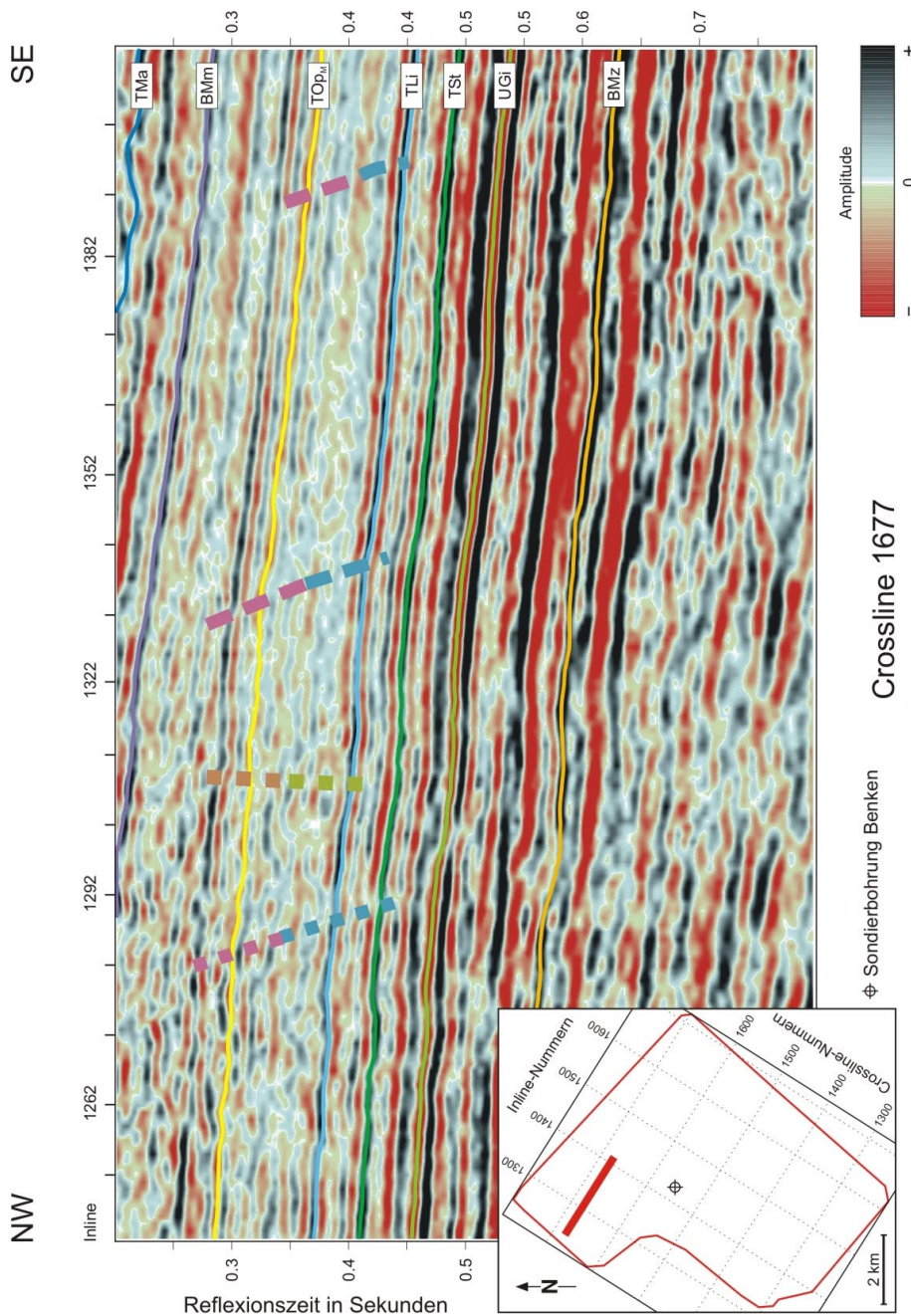


Crossline 1566 durchquert die Strukturzone 3 in der Nähe der Sondierbohrung Benken. Dort ist die seismische Datenqualität generell beeinträchtigt (s. auch Fig. 2.13). Der Verlauf der eingezeichneten Strukturelemente (s. auch Beil. 4.13) ist aufgrund der geringeren Datenqualität unsicher. Farbige gestrichelte oder gepunktete Linien: anhand der Attributkarten erkannte Strukturelemente (hellblau: auf Horizont TLi kartiert, rosa: auf Horizont TOP_M kartiert; NNE-Strukturelemente entsprechend hellgrün bzw. braun eingezeichnet); seismische Markerhorizonte s. Tab. 3.1.

Fig. 4.16: Seismische Linie durch die Strukturzone 3 der Dip-Attribut-Interpretation

- **Strukturzone 3** (Beil. 4.13, Kartenausschnitte der oberen Zeile und Fig. 4.16) umschließt diejenigen Elemente, die in einem möglichen Zusammenhang mit der strukturellen Entwicklung der Wildensbucher Flexur stehen (s. auch A3-Strukturen in Kap. 4.5.2).

Im südlichen Teil der Strukturzone, in welchem die Sondierbohrung Benken abgeteufelt wurde, ist die Qualität der Attributdaten gerade im Bereich des Wirtgesteinsintervalls stark beeinträchtigt (Fig. 4.16), weshalb diejenigen Strukturelemente, die vollständig innerhalb der Strukturzone liegen, generell als tentativ erachtet werden. In diesem südlichen Teil der Strukturzone lassen sich sowohl NNE-SSW bis NE-SW streichende als auch W-E streichende Elemente unterscheiden.



Crossline 1677 durchquert die Strukturzone 4 im Norden des Messgebiets, dort ist wegen der geringen Tiefenlage der abgebildeten Schichtpakete die seismische Überdeckung teilweise beeinträchtigt. Wie in den anderen Strukturzonen zeigen sich auf dem Niveau des Wirtgesteins meist nur geringfügige Neigungsänderungen der Reflexionshorizonte. Farbige gestrichelte oder gepunktete Linien: anhand der Attributkarten erkannte Strukturelemente (hellblau: auf Horizont TLI kartiert, rosa: auf Horizont TOP_m kartiert; NNE-Strukturelemente entsprechend hellgrün bzw. braun eingezeichnet); seismische Markerhorizonte s. Tab. 3.1.

Fig. 4.17: Seismische Linie durch die Strukturzone 4 der Dip-Attribut-Interpretation

- **Strukturzone 4** (Beil. 4.13, Kartenausschnitte der unteren Zeile und Fig. 4.17) befindet sich im äussersten Nordwesten des Messgebiets. Abgesehen von den NNE-SSW streichenden Elementen (s. oben) lassen sich Strukturelemente mit NW-SE- und etwa W-E-Streichrichtungen erkennen. Auch hier muss die teils verminderte Datenqualität auf dem Niveau des Wirtgesteinsintervalls berücksichtigt werden. Für diese Zone kann kein Zusammenhang mit tieferliegenden Strukturen an der Basis des Mesozoikums erkannt werden.

4.6 Lokales Strukturmodell

4.6.1 Einleitung

Aus der regionalen Strukturanalyse (NAEF et al. 1995) geht hervor, dass im Perimeter des 3D-seismischen Messgebiets im Zürcher Weinland, abgesehen von der Neuhauser Störung, keine auch nur über zwei benachbarte regionale 2D-Linien korrelierbare Struktur gefunden werden konnte. Dementsprechend zeigen die damaligen Strukturkarten und geologischen Profile, die das Messgebiet der 3D-Seismik abdecken, ausser einigen sanften Verbiegungen resp. Flexuren in den mesozoischen Schichten, keine diskreten tektonischen Störungen (s. NAEF et al. 1995, Beilage 15). Zwar wurden auf den Linien 92-NO-66 (bei Niederholz: s. NAEF et al. 1995, Beilage 5) und 92-NO-77 (bei Benken – Cholfirst: s. NAEF et al. 1995, Beilage 11) gewisse Deformationen des tieferen Mesozoikums beobachtet, ihre Bedeutung blieb jedoch unklar. Dank der Qualität und der Datendichte der 3D-Seismik war es nun möglich, innerhalb des Untersuchungsgebiets die Strukturen detaillierter zu kartieren.

Für den Bereich des Wirtgesteins wurde in den Kapiteln 4.5.2, 4.5.3 und 4.5.4 eine Darstellung aller aus den 3D-seismischen Daten ermittelten Strukturelemente vorgelegt. Im Folgenden soll ausgehend von diesen Darstellungen und Erläuterungen das Strukturinventar des gesamten Mesozoikums und dessen Zusammenhänge besprochen werden. Ein besonderes Augenmerk gilt dabei der strukturellen Zergliederung des tieferen Mesozoikums und den daraus abgeleiteten Auswirkungen auf die Deformation des Wirtgesteinsintervalls. Das Kapitel 4.6 hat auch zum Ziel, die Ergebnisse aus den vorangehenden Kapiteln im Rahmen der regionalen Strukturanalyse darzustellen.

3D-Strukturanalyse

Die Strukturanalyse der 3D-seismischen Daten erfolgte, wie in Kap. 4.1 bis 4.4 ausführlicher beschrieben, einerseits im konventionellen Sinne entlang von Profilen in Richtung der Kabelauslage («inlines») resp. senkrecht dazu («crosslines») und beliebig durchs Gebiet verlaufenden Profilen («random lines»), andererseits auch in horizontalen Schnittebenen (Zeitscheiben, «time slices») und anhand von Amplitudendarstellungen entlang der kartierten Markerhorizonte («horizon maps») resp. in Schnitten parallel dazu («horizon slices»). Es wurden lediglich Strukturen berücksichtigt, die sich sowohl in vertikalen 2D-Schnitten aus dem 3D-seismischen Datensatz wie auch in horizontalen Kartendarstellungen über eine gewisse Minimaldistanz verifizieren lassen. Tab. 4.1 legt hierzu die Rahmenbedingungen für die Interpretation fest. Die Berechnung der Kohärenz des 3D-seismischen Datensatzes («coherency cube») ermöglichte, insbesondere an der Basis des Mesozoikums, eine detaillierte Strukturanalyse.

Im Rahmen dieser Arbeit war es nicht möglich, alle erfassten Markerhorizonte mit demselben Aufwand zu bearbeiten, zumal die strukturelle Zergliederung des tieferen Mesozoikums ungleich komplizierter ist und deren Analyse und Darstellung deshalb einen wesentlich grösseren Aufwand erfordert hätte, der den Rahmen einer auf den Zielhorizont des Wirtgesteins Opalinuston ausgerichteten Auswertung gesprengt hätte.

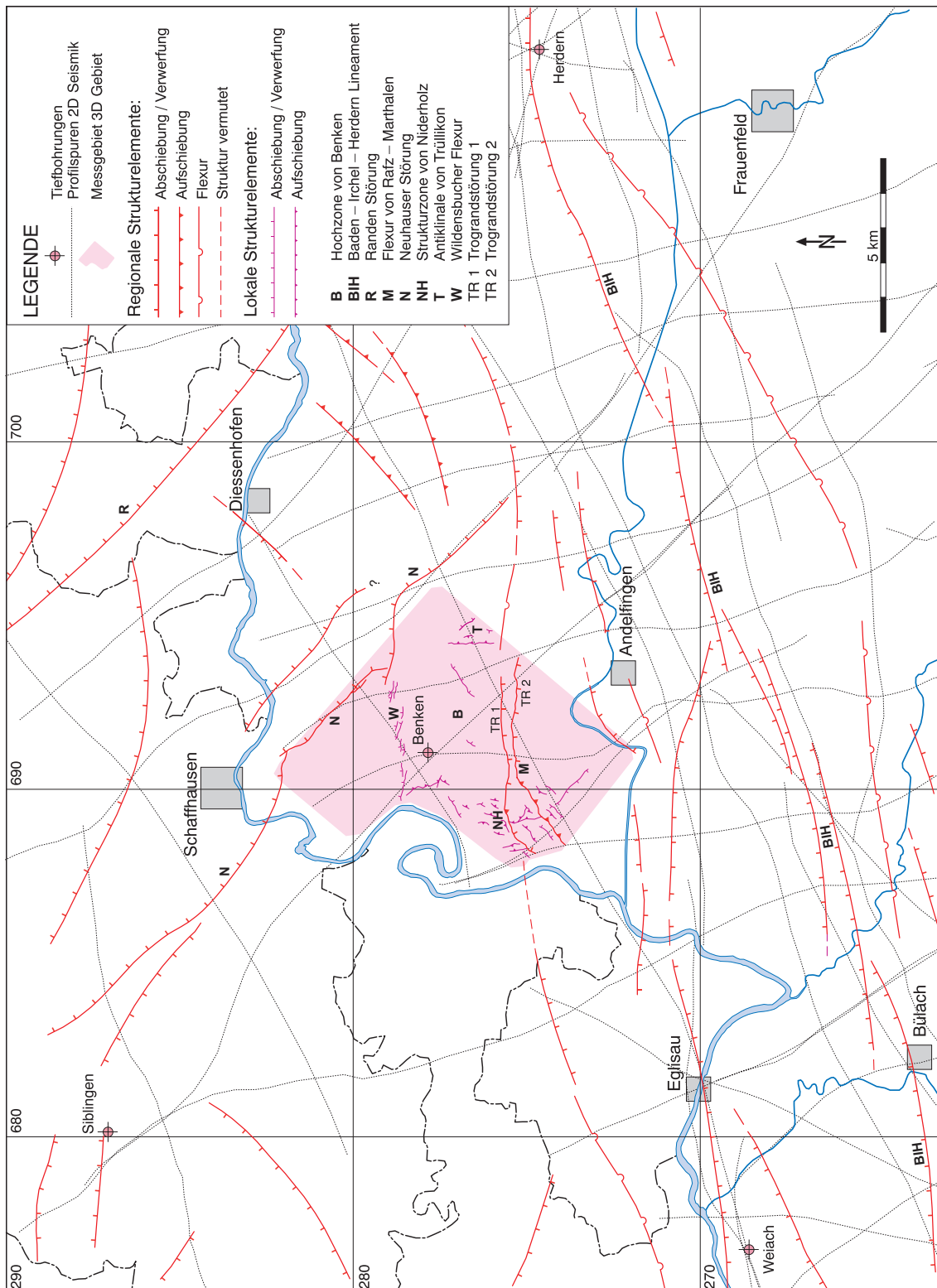


Fig. 4.18: Strukturelle Übersicht an der Basis des Mesozoikums

In der Übersichtskarte (nach MÜLLER et al. 2001) sind die regionalen Strukturelemente dargestellt, die an der Basis der mesozoischen Sedimentschichten festgestellt wurden und für die strukturelle Entwicklung des Messgebiets im regionalen Rahmen massgebend sind. Im Weiteren sind die lokalen Strukturelemente dargestellt, die anhand der 3D-Seismik auf demselben Niveau erkannt wurden und in Kap. 4.6 erläutert werden.

4.6.2 Strukturinventar

Für das Messgebiet der 3D-Seismik typische Beispiele von interpretierten Profillinien finden sich in Beil. 4.1 bis 4.8. Allgemein fällt bei diesen Zeitsektionen auf, dass der Grad an Deformationen insbesondere auf dem Niveau der Opalinustonschichten sehr gering ist, bis zur Basis des Mesozoikums jedoch generell zunimmt. In erster Näherung können drei tektonostratigraphische Stockwerke unterschieden werden:

1. Höheres Mesozoikum – Molasse (Markerhorizonte TMa – TOp_M, vgl. Beil. 4.15 bis 4.17); hier finden sich im Bereich der Neuhauser Störung (N) namhafte Verwerfungen mit kartierbarem Versatz der seismischen Markerhorizonte⁸ (s. a. Beil. 4.5 bis 4.8). In weit geringerem Masse gilt dies auch entlang der Wildensbucher Flexur (W). Im gesamten übrigen Messgebiet äussern sich dagegen die Strukturen des darunterliegenden, tieferen Mesozoikums nur durch leichte, aber weiträumige Neigungsänderungen, die teilweise als Flexuren über weitere Distanzen verfolgt werden können (s. auch Kap. 4.5.4). Für das detaillierte Strukturinventar des Wirtgesteins zwischen den Markerhorizonten TOp_M und TLi wird auch auf Kap. 4.5.2 bis 4.5.4 mit den entsprechenden Darstellungen hingewiesen.
2. Tieferes Mesozoikum (Markerhorizonte TLi – BMz, vgl. Beil. 4.18 bis 4.21); zusätzlich zu den Verwerfungen entlang der Neuhauser Störung (N) und der Wildensbucher Flexur (W)⁹ ist das tiefere Mesozoikum insbesondere auch im Südwesten des Messgebiets der 3D-Seismik im Bereich der Strukturzone von Niederholz (NH) gestört. Besonders die Trias ist dort in Form von teils charakteristischen Aufwölbungen, die von Aufschiebungen begrenzt werden, kleinräumig deformiert. Dies zeigt sich vor allem am gut kartierbaren Markerhorizont unterer Gipskeuper (UGi) und den darunterliegenden Reflexionshorizonten des Oberen Muschelkalks. Die Basis des Mesozoikums (Beil. 4.21) ist im Bereich der Deformationen streckenweise nur schwer kartierbar. Auffallend ist, wie sich auch ausgeprägte Deformationen des Muschelkalks nur noch in stark abgeschwächter Form an der Basis des Opalinustons (TLi) äussern und im Dach des Opalinustons (TOp_M) oft nicht mehr feststellbar sind.
3. Submesozoischer Bereich; die meistens geringere Reflektivität unterhalb der Basis des Mesozoikums erschwert eine Abgrenzung von Kristallinzonen und Bereichen mit Permokarbon-Sedimenten im Grundgebirge. In Abschnitten mit deformierter hangender Trias sind die schwachen Reflexionseinsätze des oberen Sockels ebenfalls gestört. Das häufig kongruente Reflexionsbild im Bereich oberer Sockel – tieferes Mesozoikum führt zur Annahme einer kompressiv überprägten Grundgebirgstektonik. Es lassen sich Aufschiebungen («reverse faults») kartieren, die stellenweise die Basis des Mesozoikums versetzen und in der Trias rasch ausklingen, ansonsten jedoch auf den Sockel beschränkt bleiben und die Basis des Mesozoikums nur flexurartig verbiegen.

Hochzone von Benken (B)

Aus dem seismischen N-S-Profil in Beil. 2.2 und den Attributkarten (z. B. Fig. 4.8a-c) lässt sich aufgrund der flexurartigen Verformungen der Reflexionshorizonte des Mesozoikums nördlich und südlich der Sondierbohrung Benken die Ausdehnung der dort erbohrten Hochzone (keine Permokarbon-Sedimente unter dem Mesozoikum) erkennen. Als mögliche Begrenzungen der Hochzone von Benken werden die Strukturelemente Flexur von Rafz – Marthalen (im Süden) und Wildensbucher Flexur (im Norden) weiter unten eingehender diskutiert.

^{8,9} Tab. 4.2 gibt auch grosse Versätze für die Störung A8 in der südlichen Randzone des Messgebiets an. Allerdings ist dort die Datenqualität aufgrund der geringen Überdeckung stark reduziert und die Auswertung der Markerhorizonte entsprechend unsicher.

Basierend auf einer auf das Permokarbon fokussierten Interpretation der 3D-seismischen Daten und unter Beizug und Neuinterpretation bestehender 2D-Daten im weiteren Untersuchungsgebiet kommt MARCHANT (2000) zum Schluss, dass mit Sicherheit südlich und möglicherweise auch nördlich der Hochzone von Benken Perm- und evtl. Karbonsedimente vorkommen (s. Fig. 4.19). Im Süden weisen Reflexionspakete mit hohen Amplituden z. T. deutlich auf Permokarbon-Sedimente hin (s. Fig. 4.20), dagegen ist das Reflexionsbild nördlich der Hochzone weniger klar. Dort lassen sich die Reflexionseinsätze hoher Amplituden unterhalb des Mesozoikums nicht deutlich von multiplen Reflexionssignalen unterscheiden, wie sie auch im Bereich der Hochzone von Benken auftreten. Als verlässliches Merkmal zur Erkennung von Permokarbon-Sedimenten gilt – neben der direkten Beobachtung diskordanter Sedimentschichten – in erster Linie die charakteristische seismische Fazies, die sich nicht nur punktuell sondern über weite Strecken kartieren lässt und gekennzeichnet ist durch Reflexionssignale mit hoher Amplitude und niedriger Frequenz (DIEBOLD et al. 1991). In diesem Zusammenhang widerspiegeln die Reflexionseinsätze hoher Amplituden wahrscheinlich assoziierte Kohleserien, wie sie in der Sondierbohrung Weiach nachgewiesen werden konnten.

Die W-E verlaufende, in Benken erbohrte Hochzone prägt als ca. 3 km breiter Bereich den zentralen Teil des Messgebiets der 3D-Seismik. Dies kommt in den verschiedenen Tiefen- und Attributkarten klar zum Ausdruck und ist besonders deutlich in Fig. 4.8a ersichtlich, bei der durch Eliminierung des regionalen Einfallens die Abweichung des Horizonts T_{Li} von der Korrektorebene (Fig. 4.9) simuliert und farblich hervorgehoben wird. Auffallend ist die deutliche Abnahme des Deformationsgrads mit zunehmender Überlagerung im unteren Mesozoikum (Fig. 4.11). Auf dem Niveau des Horizonts T_{Li} zeichnet sich die Hochzone von Benken in den Attributkarten noch schwach ab. An der Oberkante des Wirtgesteins und darüber ist die Hochzone jedoch kaum mehr zu erkennen. Einzig die nördliche Begrenzung der Hochzone, entlang der Wildensbucher Flexur, tritt auch im oberen Teil des Mesozoikums deutlich hervor. Ob sich an dieser Stelle unterhalb des Mesozoikums unmittelbar ein Permokarbondrog anschliesst oder lediglich das Grundgebirge verstellt wird, ist unsicher. Obwohl Anzeichen für tiefgreifende Störungen im Sockel unterhalb der Wildensbucher Flexur bestehen, gibt es weniger deutliche seismofazielle Hinweise als im südlich an die Hochzone anschliessenden Weiach-Trog. Die Hochzone von Benken wird im Süden durch die Flexur von Rafz – Marthalen und die darunterliegenden Trograndstörungen TR-1 und TR-2 begrenzt (vgl. Fig. 4.18) und im Osten möglicherweise durch die Neuhauser Störung abgeschnitten. Im Westen wird sie an der Basis des Mesozoikums von nördlichen Ausläufern der Strukturzone von Niederholz kleinräumig deformiert und zergliedert (s. unten), die weitere Fortsetzung der Hochzone nach Westen ist nicht bekannt. Die Hochzone wird durch drei – nur anhand der Attributanalysen erkennbare – NNE-Strukturelemente ohne messbaren vertikalen Versatz unterteilt (s. Kap. 4.5.4). Entlang dieser Elemente können im oberen Mesozoikum über längere Distanzen konstante Änderungen der Neigungsrichtung beobachtet werden (s. z. B. Fig. 4.11), deren tektonische Bedeutung jedoch nicht geklärt ist.

Flexur von Rafz – Marthalen (M)

Die Flexur von Rafz – Marthalen (Fig. 4.18) bildet zugleich den Südrand der in Benken erbohrten Hochzone wie auch den Nordrand des Weiach-Trogs. Es handelt sich bei diesem Strukturelement um eine verhältnismässig breite, kleinräumig strukturierte Zone, die von WSW her über die Strukturzone von Niederholz in das Messgebiet reicht. Innerhalb des 3D-seismischen Messgebiets setzt sie sich mit mindestens zwei, WSW-ENE bis E-W streichenden und an der Basis des Mesozoikums über grössere Distanzen verfolgbaren Störungen fort (TR-1 & TR-2, Fig. 4.20). Ca. 2.5 km SSE der Sondierbohrung Benken zweigt eine weitere, NE-SW streichende Flexurzone von der Flexur von Rafz – Marthalen ab. Diese ist auf den Strukturkarten des tieferen Mesozoikums gut zu verfolgen (Beil. 4.21) und wird auch durch eine Abschiebung

markiert, die von der Basis des Mesozoikums stellenweise bis in den Malm hineinreicht (Störung A4, Beil. 4.10). Es ist möglich, dass auch dieses Element als zusätzlicher Ast zum Nordrand des Weiach-Trogs gehört (vgl. Fig 4.19).

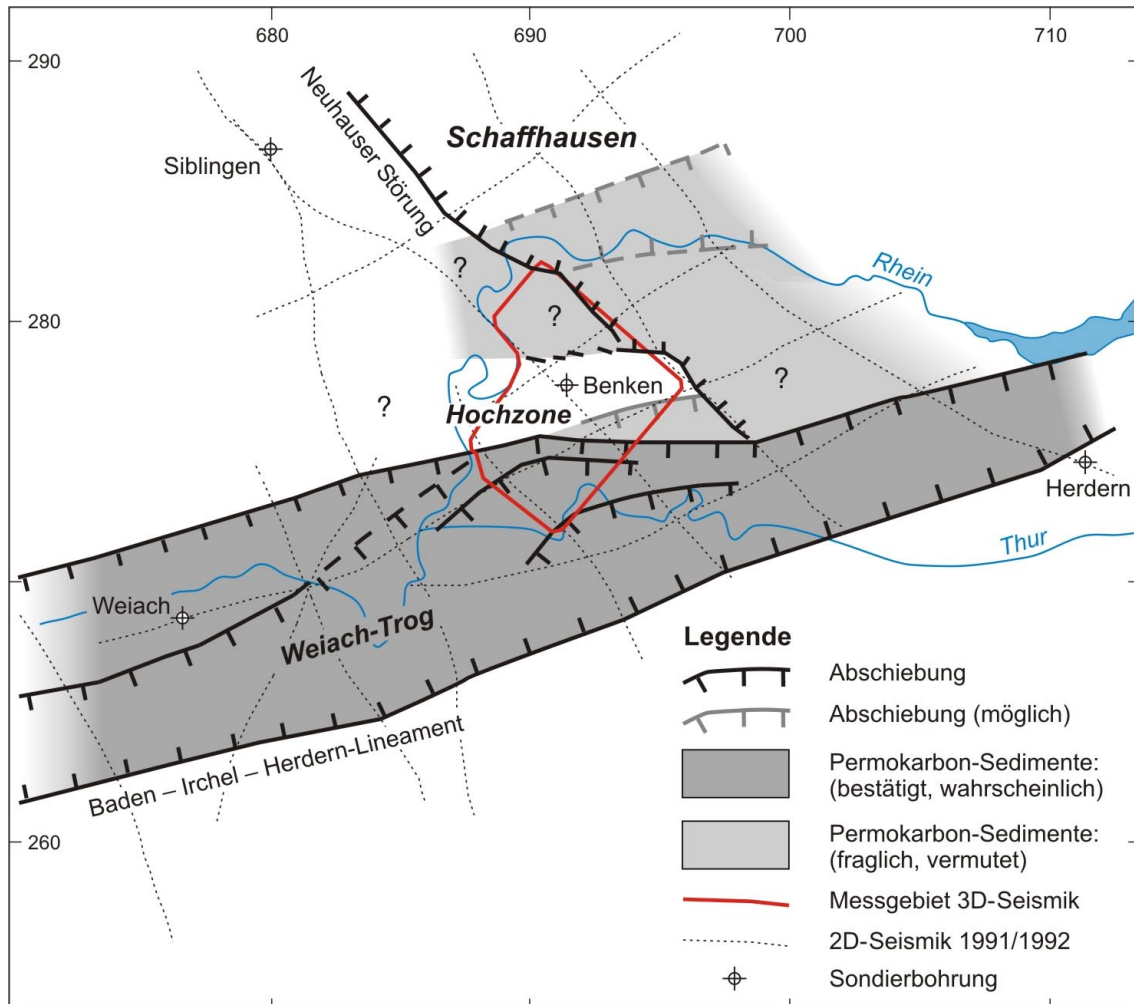


Fig. 4.19: Übersicht über die Kartierung des submesozoischen Bereichs modifiziert nach MARCHANT (2000)

Der Nordschweizer Permokarbondrog besteht aus einem nur teilweise rekonstruierbaren Mosaik von tieferen und weniger tiefen Teiltrögen sowie dazwischenliegenden Hochzonen. Im Raum Zürcher Weinland und Umgebung gibt es Hinweise für zwei von der Hochzone von Benken getrennte Teiltröge:

1. Weiach-Trog, der in der Sondierbohrung Weiach erbohrt worden ist und als zentraler, im Bereich der gesamten Nagra-Seismik gut nachgewiesener Hauptteil des Nordschweizer Permokarbondrogs im Osten bis zum Bodensee reicht (Bohrung Dingelsdorf). Das Baden – Irchel – Herdern-Lineament bildet über weite Strecken den Südrand dieses Trogs.
2. Nördlicher, nicht durch eine Bohrung bestätigter und seismisch weniger deutlich definierter Trogteil.

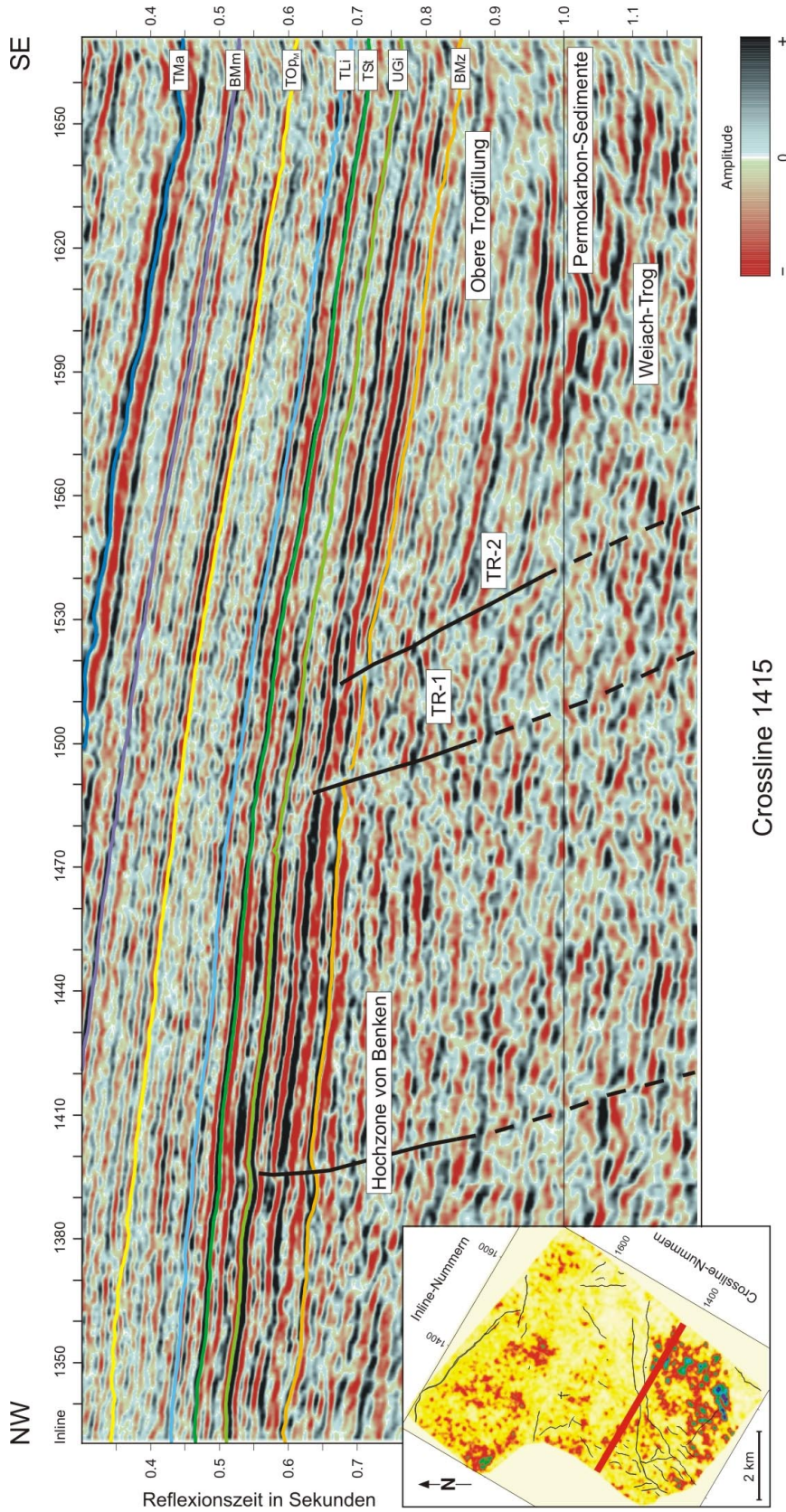


Fig. 4.20: Nordrand des Weiach-Trogs

Crossline 1415 zeigt die Trograndstörungen TR-1 und TR-2, die den Weiach-Trog im Nordwesten gegen die Hochzone von Benken abgrenzen. Im unteren Teil des Weiach-Trogs, auf der rechten Seite des Profils lässt sich (bei ca. 1000 ms Reflexionszeit) die durch hohe Amplituden charakterisierte seismische Fazies der Permkarbon-Sedimente erkennen. Im oberen Teil des Trogs sind die Amplituden niedriger; die Sedimentschichtung ist aber dennoch gut zu erkennen. In der Sondierbohrung Weiach wurde diese Sequenz als Obere Trogfüllung bezeichnet (NAEF et al. 1995).

Die eingesetzte Karte zeigt die Extraktion von Amplitudenwerten (niedrige Amplituden: weiss bis gelb; hohe Amplituden: rot bis blau) innerhalb eines Fensters von 150 ms Länge, 120 ms unterhalb des Horizonts BMz. Die Karte verdeutlicht, wie sich auf diesem Zeit- bzw. Tiefenniveau die typisch hohen, lateral kontinuierlichen Reflexionsamplituden, die als Indiz für Permkarbon-Sedimente gelten, auf den Bereich südlich der Trograndstörungen TR-1 und TR-2 beschränken.

Südlich der Flexur von Rafz – Marthalen lassen sich unterhalb des Markerhorizonts BMz Reflexionseinsätze mit hohen Amplituden des Permokarbons erkennen. Diese typische seismische Fazies lässt sich mit Hilfe von Amplitudenextraktionen in speziell gewählten Zeitfenstern im gesamten südlichen Bereich des Messgebiets erfassen (s. Amplitudenkarte in Fig. 4.20). Im Gegensatz dazu ist unterhalb des Markerhorizonts BMz auf der Hochzone von Benken eine überwiegend diskontinuierliche seismische Fazies mit geringen Amplituden abgebildet, die jedoch stellenweise von multiplen Reflexionssignalen überlagert wird.

Die Flexur von Rafz – Marthalen lässt sich in den Horizontscheiben des tieferen Mesozoikums (z. B. Fig. 4.6) und in den verschiedenen Attributkarten (z. B. Fig. 4.11 und 4.12) gut erkennen. Oberhalb des Markerhorizonts BMz äussert sich das Strukturelement auf der Seismik aber nur noch als Zone, bei der keine grösseren Verstellungen mehr zu beobachten sind und die Schichtabfolge lediglich durch leichte Verbiegungen deformiert wurde. Auch in den Tiefenkarten der Trias (Beil. 4.19 und 4.20) lässt sich die Flexurzone anhand des sich ändernden Verlaufs und der engeren Abstände der Isolinien relativ gut lokalisieren. Im Westen des Messgebiets der 3D-Seismik interferiert die Flexur von Rafz – Marthalen mit Elementen der Strukturzone von Niederholz (s. Fig. 4.18 und 4.21). Diese Interferenz wird im folgenden Abschnitt eingehender diskutiert.

Strukturzone von Niederholz (NH)

Die Strukturzone von Niederholz im SW des Messgebiets erstreckt sich aus dem Bereich des Weiach-Trogs im Süden über die NE-SW streichende Flexur von Rafz – Marthalen bis zur Hochzone von Benken im Norden (Fig. 4.18). Die bevorzugt N-S streichenden Strukturen der Zone von Niederholz interferieren einerseits mit den NE-SW streichenden und nach SE einfallenden Elementen der Flexur von Rafz – Marthalen und zergliedern andererseits den westlichen Teil der in Benken erbohrten Hochzone. Auffallend ist, dass sich diese kleinräumige Bruchzone zum grössten Teil auf das Prä-Mesozoikum und die Trias beschränkt und das Niveau des TLi nur unwesentlich erfasst (vgl. z. B. Beil. 4.18).

Die Besonderheit der Strukturzone von Niederholz liegt darin, dass die Mehrzahl der kleinräumigen NNW-SSE bis NNE-SSW streichenden Elemente, aber auch Abschnitte der NE-SW streichenden Störungen der Flexur von Rafz – Marthalen, einen deutlichen Aufschiebungscharakter zeigen (Beil. 4.21). Gegen die Strukturzone von Niederholz hin zeichnen sich besonders die beiden Trograndstörungen TR-1 und TR-2 durch einen markanten Wechsel ihres strukturellen Charakters aus. Während sie im Osten die Basis des Mesozoikums nur leicht versetzen (s. Fig. 4.20) sind sie im Westen, wo sie mit den Strukturelementen von Niederholz interferieren, grösstenteils als kompressiv reaktivierte Aufschiebungen ausgebildet (s. Fig. 4.22 und 4.23). Diese Aufschiebungen betreffen nicht alle Störungen innerhalb der Strukturzone von Niederholz. Aus den Vergenzen der interferierenden Störungen TR-1 und TR-2 mit den N-S verlaufenden Elementen der Strukturzone von Niederholz lässt sich ableiten, dass die tektonischen Bewegungen entlang der reaktivierten, SW-NE und E-W streichenden Abschnitte überwiegend eine dextrale Horizontalverschiebungskomponente besaßen (Pfeile in Fig. 4.23). Bei den beobachteten Aufschiebungen scheint es sich um eine zumindest teilweise Inversion eines ererbten Bruchmusters zu handeln. Die Inversionsbewegungen erfassten auch die randlichen Bereiche der Hochzone von Benken (Strukturzone von Niederholz und Antiklinale von Trüllikon). Weiter nördlich lassen sich aber keine Anzeichen für kompressive Bewegungen beobachten.

Anhand einer eigens durchgeführten Analyse des 3D-seismischen Datensatzes (RINGGENBERG 2001) wurde versucht, die Inversionsbewegungen zeitlich einzugrenzen. Die Inversion scheint dieser Studie zufolge hauptsächlich im Zeitabschnitt Muschelkalk bis Mittlerer Keuper

und stellenweise bis zum Lias stattgefunden zu haben. Die genaue Festlegung des Zeitabschnitts ist allerdings schwierig und abhängig von der Detailinterpretation von Einzelstörungen in den seismischen Profilen.

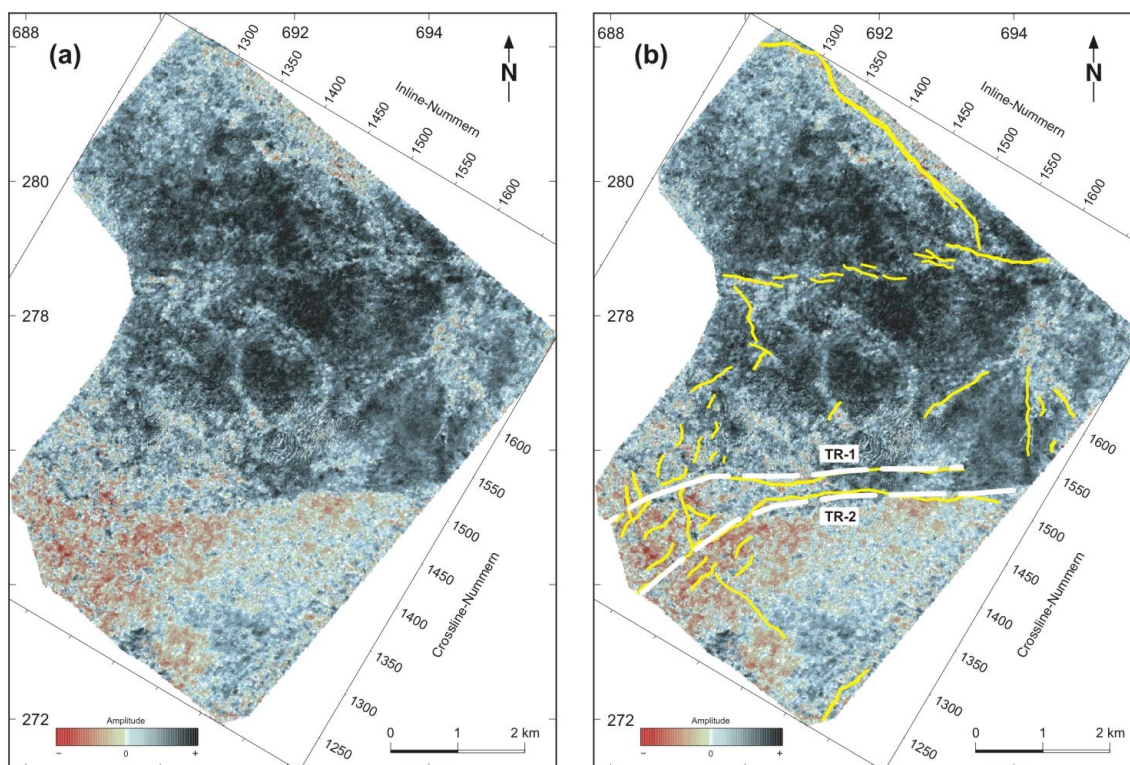
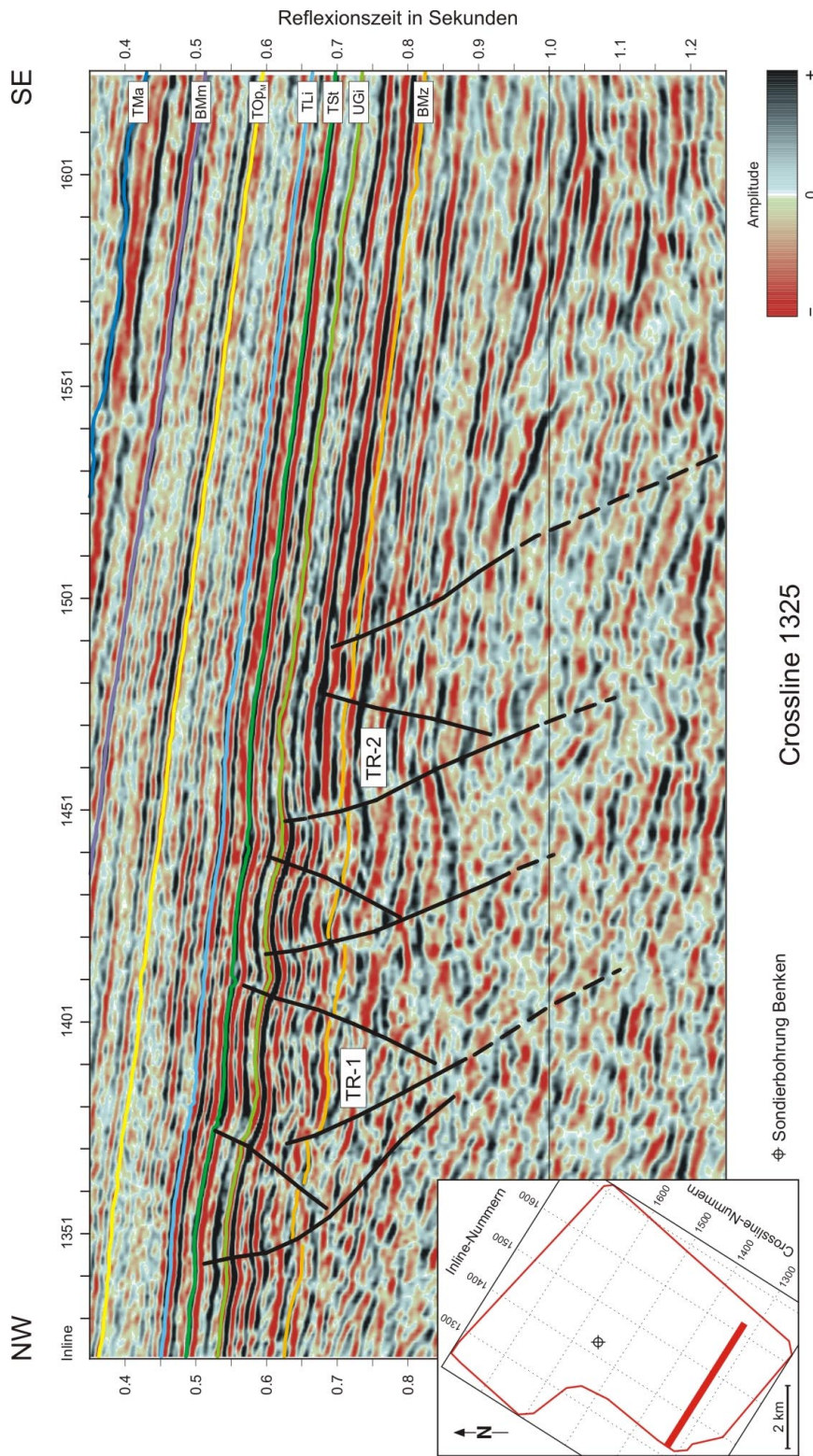


Fig. 4.21: Horizontscheibe der Amplituden 5 ms unterhalb der Basis des Mesozoikums

Im Bereich der Basis des Mesozoikums sind markante Wechsel der Reflexionspolarität zu beobachten, die sich am deutlichsten 5 ms unterhalb des Markerhorizonts BMz zeigen. Auf der uninterpretierten Amplituden-Horizontscheibe (a) kann aufgrund des abrupten Wechsels der Reflexionspolarität entlang einer von Westen nach Osten verlaufenden Linie der nördliche Trogrand erkannt werden. Im Wesentlichen entspricht diese Linie dem Verlauf der südlichen Trograndstörung TR-2 auf der interpretierten Horizontscheibe (b), die gegen Westen, in einem Bereich mit vorherrschend negativen Amplituden – wie die parallel zu ihr verlaufende Trograndstörung TR-1 – in eine SW-Richtung abbiegt.

Gelbe Linien: Kartierte Störungen an der Basis des Mesozoikums (vgl. Beil. 4.21), weiss gestrichelte Linien: Umgrenzung der vermuteten nördlichen Grabenrandzone des Weiach-Trogs.

Wie aus den Isopachenkarten der kartierten Markerhorizonte (Fig. 4.24) ersichtlich, zeichnen sich aufgrund der unterschiedlichen Mächtigkeiten nach einer ersten Extensionsphase (Fig. 4.24a und 4.25a,b) deutliche Inversionsbewegungen in der Zeitspanne zwischen dem unteren Gipskeuper (UGi) und der Stubensandstein-Formation (TSt) ab (Fig. 4.24b und 4.25c,d). Die in Fig. 4.24b ersichtlichen, überwiegend geringeren Mächtigkeiten im südlichen Teil des Messgebiets der 3D-Seismik lassen erkennen, dass die Inversion der Flexur von Rafz – Marthalen vor allem in dieser Zeit eine wichtige Rolle gespielt hat. Für die Zeitspanne zwischen Top Stubensandstein-Formation (TSt) und Top Lias (TLi), nach Ende der Hauptphase der Inversion (Fig. 4.24c und 4.25e), lassen sich noch synsedimentäre Differenzialbewegungen mit lokalen Mächtigkeitszunahmen ablesen.



Crossline 1325: Die kleinräumigen Strukturen an der Basis des Mesozoikums zeigen einen mehrheitlich kompressiven Aufschiebungscharakter, wie z. B. der südliche Hauptast TR-2 des Weiach-Trogrands. Demgegenüber wird der nördliche Hauptast TR-1 an der Basis des Mesozoikums an dieser Stelle nach wie vor als Abschiebung interpretiert. Diese Unterschiede lassen eine selektive Reaktivierung der Störungen vermuten (vgl. Fig. 4.23). Die Störungen in diesem Profilschnitt beschränken sich im Wesentlichen auf die Trias.

Fig. 4.22: Seismische Linie durch die Strukturzone von Niderholz

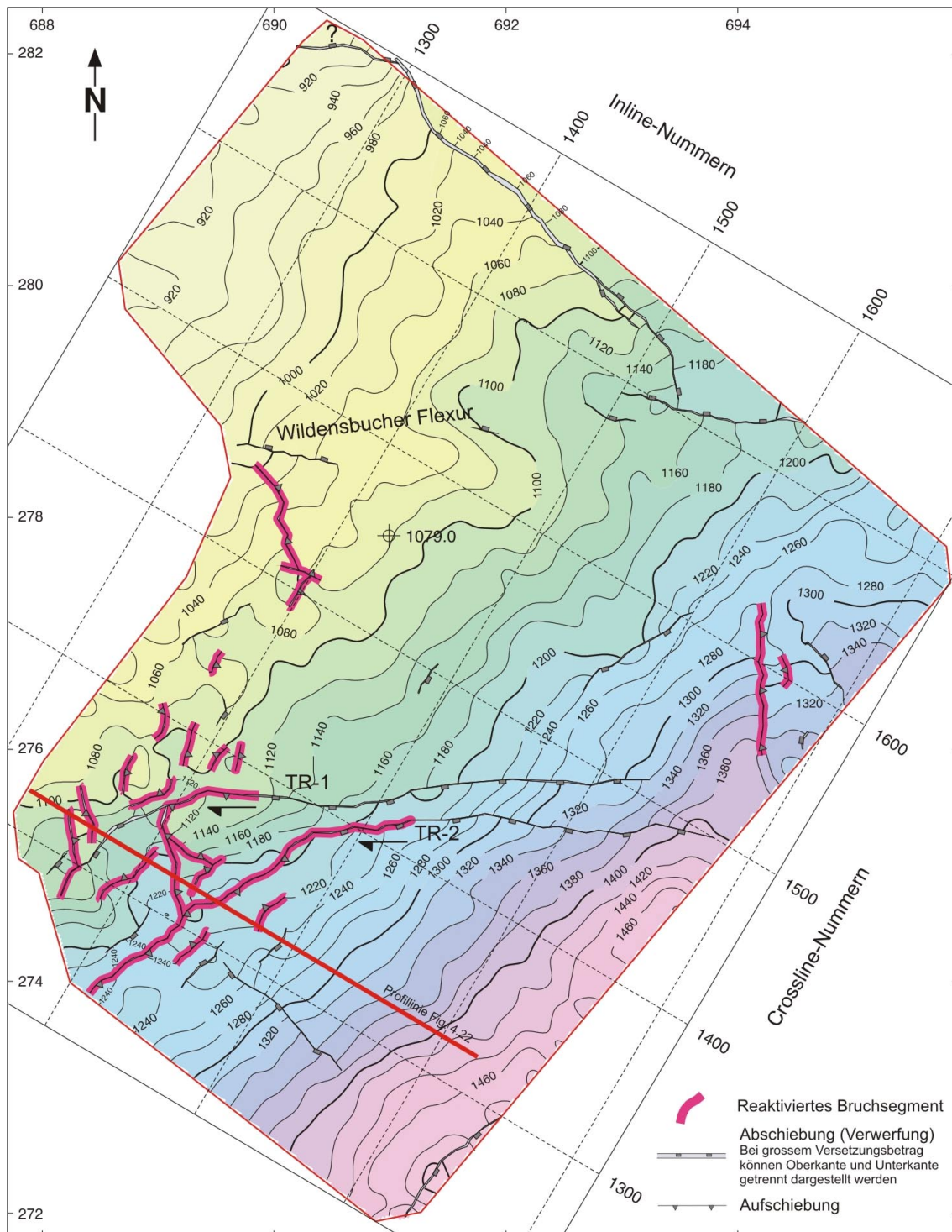
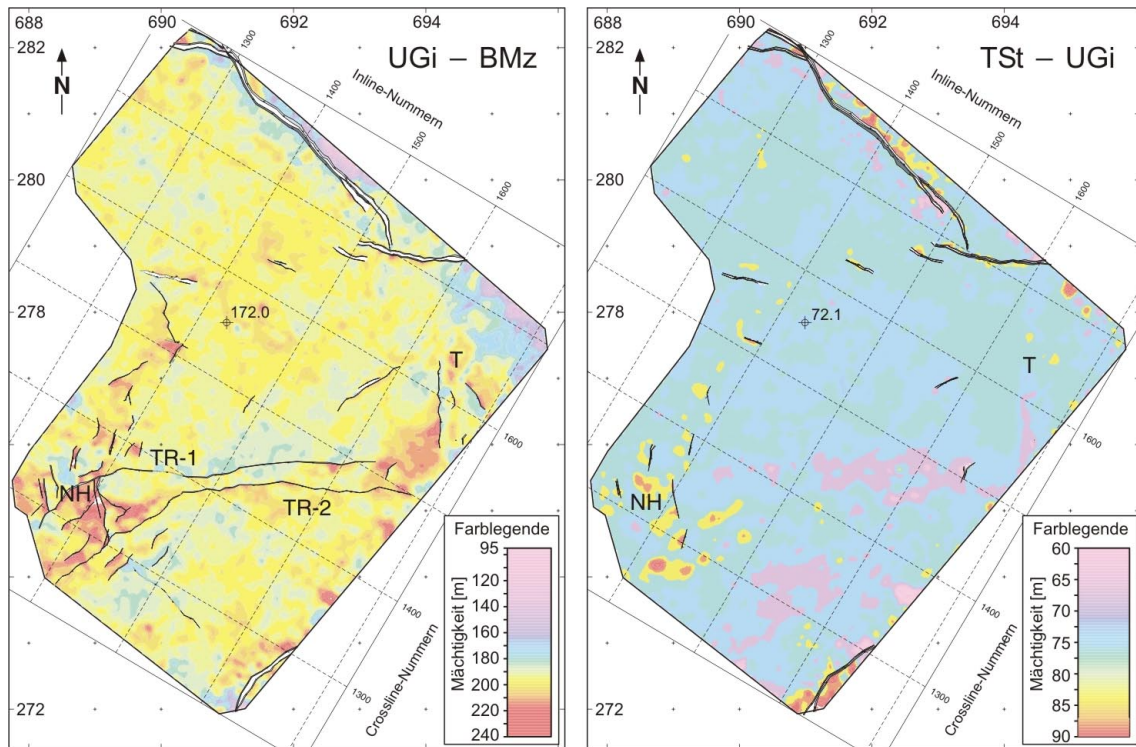


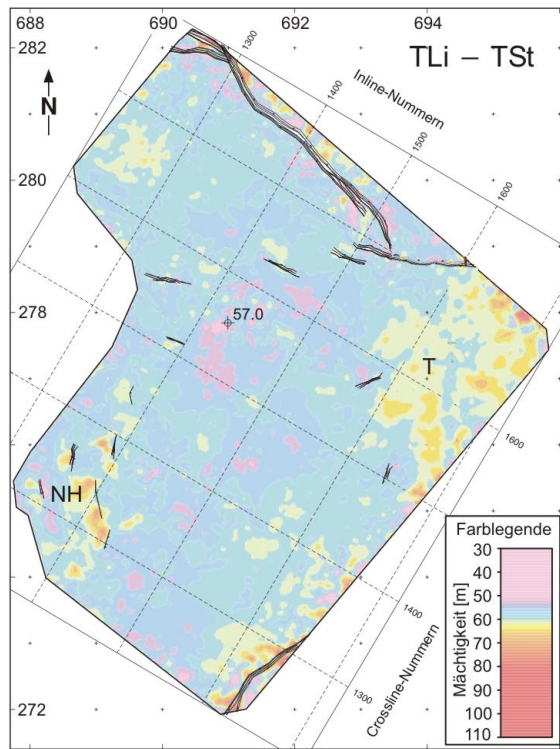
Fig. 4.23: Strukturkarte der Basis des Mesozoikums mit reaktivierten Bruchabschnitten

Die selektiv reaktivierten Bruchsegmente sind farblich (violett) gekennzeichnet. Aus dem kompressiven Bewegungssinn lässt sich auch auf eine dextrale Verschiebungskomponente entlang von Teilabschnitten der Trograndstörungen TR-1 und TR-2 schliessen. Zu beachten ist, dass die Mehrzahl der grösstenteils N-S orientierten Bruchsegmente eine kompressive Überprägung erfahren hat. Nördlich der Wildensbacher Flexur sind keine kompressiven Überprägungen festzustellen.



a)

b)



c)

- a) UGi - BMz: Lokale Mächtigkeitsunterschiede südlich der Hochzone von Benken, in der Strukturzone von Niederholz (NH) und im Osten bei der Antiklinale von Trüllikon (T) sind auf Extensionsbewegungen hauptsächlich an den NNW-SSE bis NE-SW streichenden Strukturelementen zurückzuführen.
- b) TSt - UGi: Inversionsbewegungen zeichnen sich durch Mächtigkeitsunterschiede südlich und nördlich der Flexur von Rafz - Marthalen ab (vgl. Verlauf der unter diesem Intervall liegenden Trograndstörungen TR-1 und TR-2 in a).
- c) TLi - TSt: Lokal ausgeprägte Mächtigkeitsunterschiede sind zurückzuführen auf weitere synsedimentäre Bewegungen nach Ende der Hauptphase der Inversion und lassen sich vor allem bei der Antiklinale von Trüllikon (T) erkennen (s. auch Fig. 4.26a).

Fig. 4.24: Isopachenkarten in der Trias

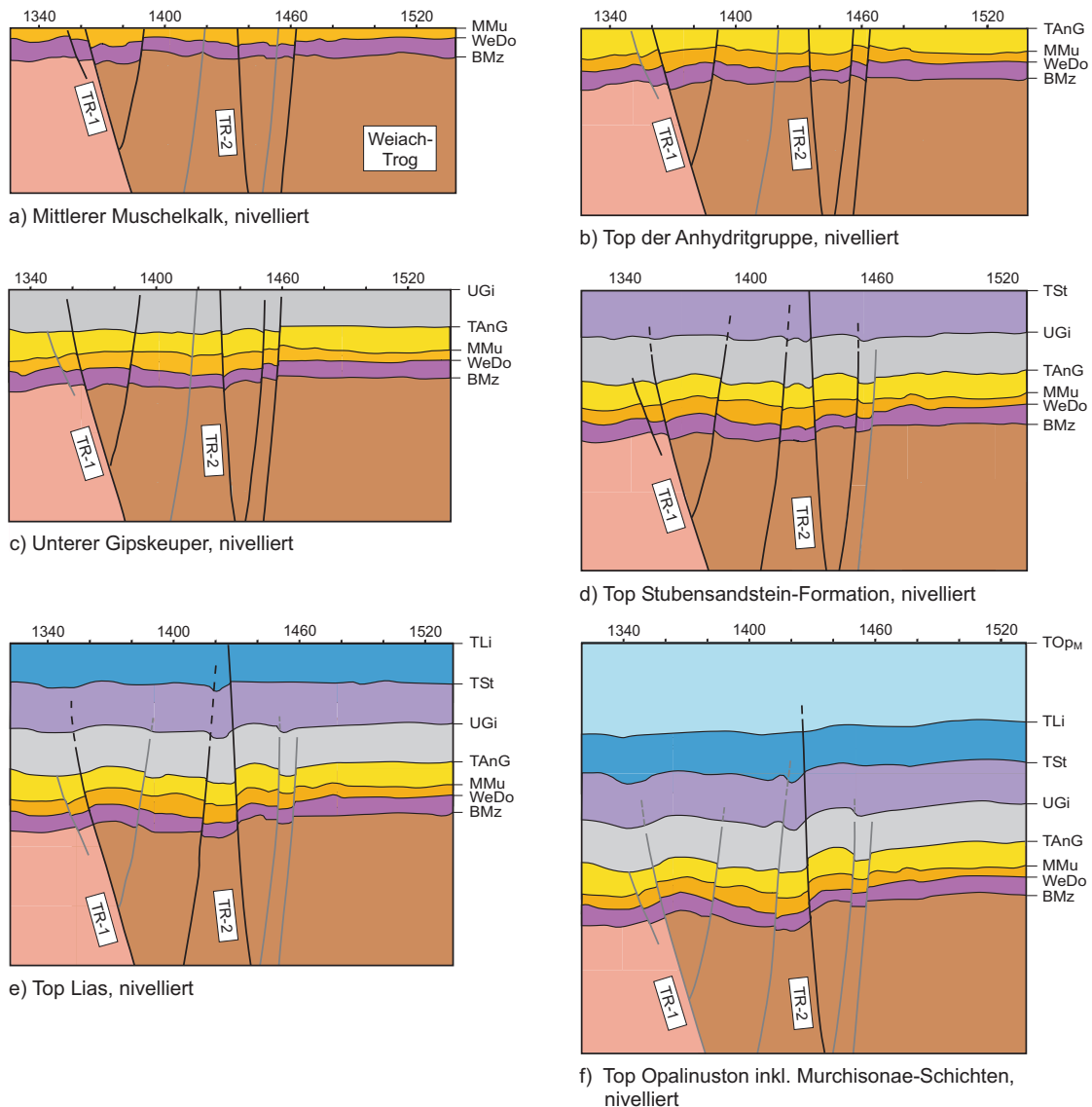


Fig. 4.25: Schematische Darstellung der tektonischen Entwicklung während der Trias bis zum untersten Dogger

Nicht massstabsgetreue, stark überhöhte Darstellung der Verhältnisse entlang Crossline 1300, modifiziert nach RINGGENBERG (2001). Aktive Brüche sind schwarz, inaktive grau gezeichnet. Für diese Studie wurden zusätzlich die Hilfshorizonte WeDo = Wellendolomit, MMu = Mittlerer Muschelkalk, TAnG = Top Anhydritgruppe eingeführt.

- Während der frühen Trias herrscht ein vorwiegend extensives Spannungsfeld vor, mit der Ausbildung von neuen und der Reaktivierung von ererbten Abschiebungen.
- Das extensive Spannungsfeld dauert an.
- Erste mögliche kompressive Bewegungen.
- Intensive Inversionsphase mit kompressiven Bewegungen entlang der Mehrzahl der Brüche.
- Abklingen der Hauptphase der Inversion mit tektonischen Bewegungen meist nur entlang der Haupttäste des Trogrands (TR-1 und TR-2).
- Andauernde leichte Inversionsbewegungen nur noch entlang der südlichen Trogrand-Störung (TR-2).

Antiklinale von Trüllikon (T)

Im Osten des Messgebiets hebt sich mit der Antiklinale von Trüllikon die N-S-Streichrichtung wieder deutlich hervor (Fig. 4.18).

Unter der Antiklinale von Trüllikon ist die Basis des Mesozoikums durch eine ebenfalls N-S streichende Störung versetzt, die möglicherweise einer reaktivierten Abschiebung entspricht (St-1 in Fig. 4.26a). Die etwas mächtigere Abfolge BMz – UGi auf der Westseite von St-1 ist ein Hinweis auf die möglicherweise ursprünglich extensive Natur dieser N-S-Störung und auf die regionale Bedeutung der N-S-Elemente, die im gesamten Messgebiet mit verschiedenen starker Ausprägung und Ausdehnung beobachtet werden können.

Über dem hangenden Block der Störung St-1 wölben sich die mesozoischen Schichten zu einer geringfügig ausgeprägten Antiklinale, die auf der Ostflanke von einer weiteren, hier vereinfacht eingezeichneten, steil stehenden Verwerfung (St-2) durchzogen wird. Die Antiklinale von Trüllikon ist, ähnlich wie vergleichbare Strukturen in der Strukturzone von Niederholz weiter im Westen, im tieferen Mesozoikum stärker ausgebildet und über dem seismischen Markerhorizont Top Lias nur noch als flache Aufwölbung zu sehen.

Fig. 4.24b bestätigt für den Bereich der Antiklinale von Trüllikon die oben postulierte Zeitspanne der Hauptphase der Inversionsbewegungen, welche zwischen den Markerhorizonten unterer Gipskeuper und Top Stubensandstein-Formation beobachtet werden kann. Innerhalb des Opalinustons wurde die Inversion kompensiert und die Antiklinalform zu einem grossen Teil ausgeglichen, dies verursachte eine entsprechende N-S orientierte Mächtigkeitsänderung (vgl. Beil. 5.1). Die in Fig. 4.26b (IV.) eingefügte Karte zeigt eine, auf einem Hilfshorizont positiver Amplitude (pos. Amp.) im Opalinuston kartierte Amplitudenanomalie. Die erhöhten Amplituden deuten auf veränderte akustische Impedanzwerte hin, deren Ursprung in lokalen Lithologieunterschieden (z. B. Kalkkonkretionen), möglicherweise verursacht durch Schicht- oder Erosionslücken, in Zusammenhang mit differenzieller Subsidenz (WETZEL & ALLIA 2000) vermutet wird. Die Antiklinale von Trüllikon ist ein weiteres Indiz für triadisch-liasische Inversionsbewegungen und bis in den unteren Dogger andauernde Differenzialbewegungen, die zu primären Mächtigkeitsschwankungen im Opalinuston geführt haben (s. auch Kap. 5.4 und Diskussion in Kap. 4.6.3).

Wildensbucher Flexur (W)

Die Wildensbucher Flexur (Fig. 4.18) ist neben der Neuhauser Störung das markanteste tektonische Element im Messgebiet der 3D-Seismik. Sie verläuft ca. 700 m nördlich der Sondierbohrung Benken und erstreckt sich durch das Messgebiet von Westen nach Osten bis unter die Geländemulde von Wildensbuch. Im Wirtgesteinsintervall weist die Wildensbucher Flexur eine Breite von ca. 600 m auf, wobei die Niveauunterschiede zwischen der Hoch- und der Tiefscholle maximal 20 m im Westen (Bereich um die Störung A3c), ca. 40 m im mittleren Abschnitt (Bereich um A3b) und ca. 20 m im Osten (Bereich um A3a) betragen. Zwischen dem mittleren und östlichen Abschnitt ist die Neigung der Flexur deutlich geringer ausgeprägt (Fig. 4.27).

Innerhalb der Wildensbucher Flexur werden die mesozoischen Schichten einzig an den drei gestaffelt angeordneten Einzelstrukturen A3a, A3b und A3c versetzt. Diese lassen sich vertikal und seitlich sehr gut durch die mesozoischen Schichten verfolgen (s. auch Beil. 4.14). Die Wildensbucher Flexur ist v. a. in den Attributkarten (z. B. Fig. 4.12) als E-W streichende Struktur gut erkennbar, weil die Schichten an der Flexur entgegen dem regionalen SE-Trend in etwa nach Norden einfallen. An der Basis des Mesozoikums sind mehrere, gestaffelt ange-

ordnete Verwerfungen kartierbar (Beil. 4.21); die östlichste Verwerfung streicht aus dem 3D-seismischen Messgebiet hinaus und wird mit der Neuhauser Störung in Verbindung gebracht.

Die en échelon-artige Anordnung der im Deckgebirge erkennbaren Einzelstrukturen A3a, A3b und A3c lässt vermuten, dass im Bereich der Wildensbucher Flexur eine geringfügige Zerrungstektonik oder Lateralverschiebungen stattgefunden haben. Es ist anzunehmen, dass es sich bei der Wildensbucher Flexur um eine Überprägung einer älteren Sockeltektonik handelt. Die Deformation der mesozoischen und tertiären Schichten wird daher eher als Folge einer jungen, syn- bis post-molassischen Zerrungstektonik in Zusammenhang mit Bewegungen entlang der Neuhauser Störung und Reaktivierung älterer Sockelstörungen verstanden (s. Kap. 4.6.3, 'Neogene Bewegungen'). Die deutliche Ausbildung der nordvergente Flexur ist möglicherweise auch auf die in der Sondierbohrung Benken gemessene Nord-Süd-Kompression zurückzuführen, welche die Hochzone von Benken entlang der früher angelegten Sockelstörungen zusätzlich akzentuiert haben könnte. Diese mit dem Fernschub in Zusammenhang gebrachte Kompressionstektonik herrscht mit hoher Wahrscheinlichkeit im gesamten zentralen und südlichen Teil des Messgebiets der 3D-Seismik vor (s. Fig. 4.28).

Die Wildensbucher Flexur entspricht dem Nordrand des etwa W-E verlaufenden Sockelblocks, der als Hochzone von Benken bezeichnet wird (s. oben). Der maximale vertikale Versatz entlang der Einzelstrukturen der Wildensbucher Flexur auf dem Niveau der Opalinuston-schichten beträgt bei der A-Struktur A3b ca. 17 m.

Neuhauser Störung (N)

Eine von HOFMANN (1981) kartierte Verwerfung durchzieht von Nordwesten nach Südosten den westlichen Randen und kann in Oberflächenaufschlüssen bis nach Neuhausen verfolgt werden. NAEF et al. (1995) haben diese NE-vergente Abschiebung mit seismisch kartierbaren Verwerfungen weiter im Südosten verbunden und als Neuhauser Störung bezeichnet. Sie trennt den Tafeljura s.str. von der Hegau – Bodensee-Grabenzone und stellt somit ein wichtiges Element der regionalen Tektonik dar (vgl. Fig. 4.18).

Die Neuhauser Störung verläuft entlang der NE-Begrenzung des 3D-seismischen Messgebiets und ist auf allen Horizonten als markante Verwerfung erkennbar, die das gesamte Deckgebirge versetzt. Sie ist als eine etwa NW-SE streichende Hauptverwerfung (s. Struktur A1a in Kap. 4.5.2, Beil. 4.9) zu erkennen, deren Versatz im Mesozoikum zwischen ca. 20 und 50 m beträgt. Der Verwerfungsbetrag dürfte an der Basis des Quartärs immer noch einige Dekameter betragen. So wurde aufgrund der Höhenlage von Molasseaufschlüssen am Cholfirst bereits seit einiger Zeit vermutet, dass hier eine NE-vergente Abschiebung existieren muss (s. z. B. HANTKE et al. 1967).

Südlich, gegen die Wildensbucher Flexur (s. oben), biegt die Verwerfung (A1b in Kap. 4.5.2, Beil. 4.9) in eine NNW-SSE-Richtung um. Im Norden splittert sich der Hauptast in weitere Äste auf (Beil. 4.17). Aus den Oberflächendaten im Nordwesten und den älteren 2D-seismischen Linien (s. NAEF et al. 1995) ergibt sich regional ein gestaffelter Störungsverlauf, wobei die NW-SE streichenden Hauptäste im Bereich der W-E verlaufenden Wildensbucher Flexur mit dieser interferieren und sich – nach Osten versetzt – gegen Süden fortsetzen (Fig. 4.18 und 4.27).

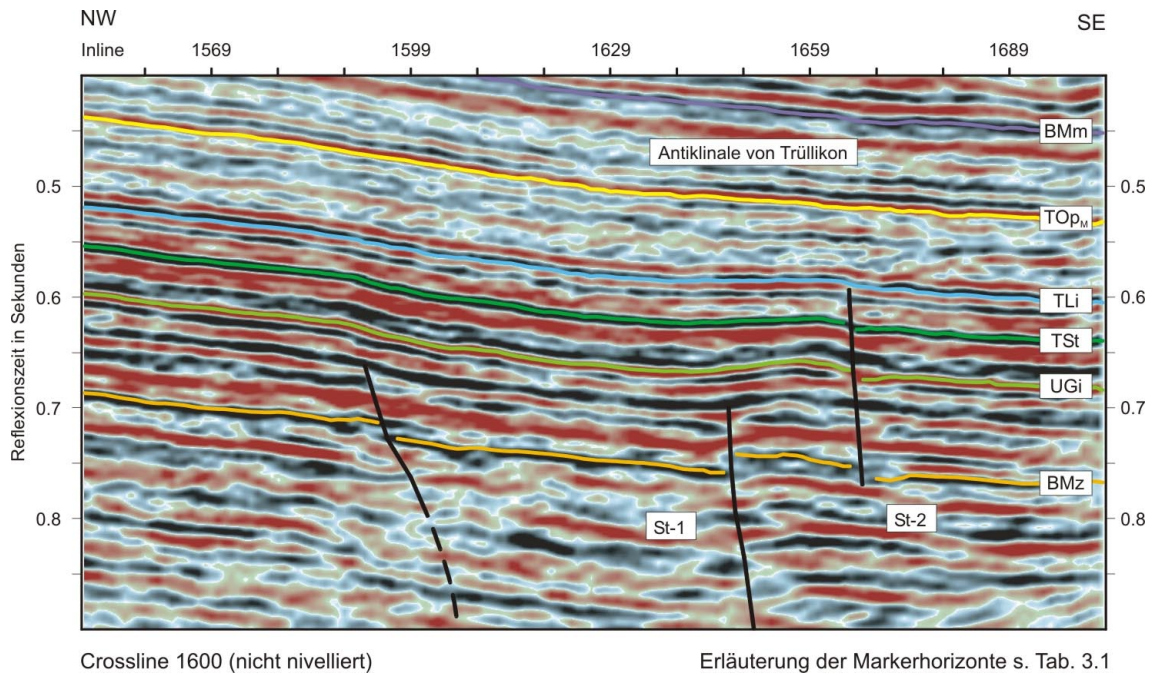


Fig. 4.26a: Crossline 1600, welche die Antiklinale von Trüllikon im Detail abbildet

Fig. 4.26b zeigt die Entwicklung der Antiklinale von Trüllikon anhand des seismischen Profils (Crossline 1600) nivelliert bzgl. der verschiedenen Markerhorizonte:

- I. Nivelliert bzgl. UGi: Von der Basis des Mesozoikums bis in den Gipskeuper extensive Abschiebungstektonik entlang den N-S bis NE-SW streichenden Strukturelementen (möglicherweise erste einsetzende Inversionsbewegungen entlang St-2 im obersten Abschnitt).
- II. Nivelliert bzgl. TSt: Inversionsbewegungen v. a. entlang St-2.
- III. Nivelliert bzgl. TLi: Anhaltende geringfügige Inversion entlang St-2.
- IV. Nivelliert bzgl. TOP_M: Die lokale Mächtigkeitsabnahme im Scheitelbereich der Antiklinale von Trüllikon steht in Zusammenhang mit erhöhten Amplituden eines positiven Reflexionseinsatzes (pos. Amp., orange markiert), der innerhalb eines 8 ms breiten Fensters, 10 ms unterhalb des Hilfshorizonts Intra Opalinuston (Tab. 5.1) kartiert wurde. Die eingefügte RMS- («Root Mean Square») Amplitudenkarte zeigt die lokale Ausdehnung und die mit der Ausrichtung der Antiklinale von Trüllikon (T) übereinstimmende N-S-Orientierung dieser Amplitudenanomalie.

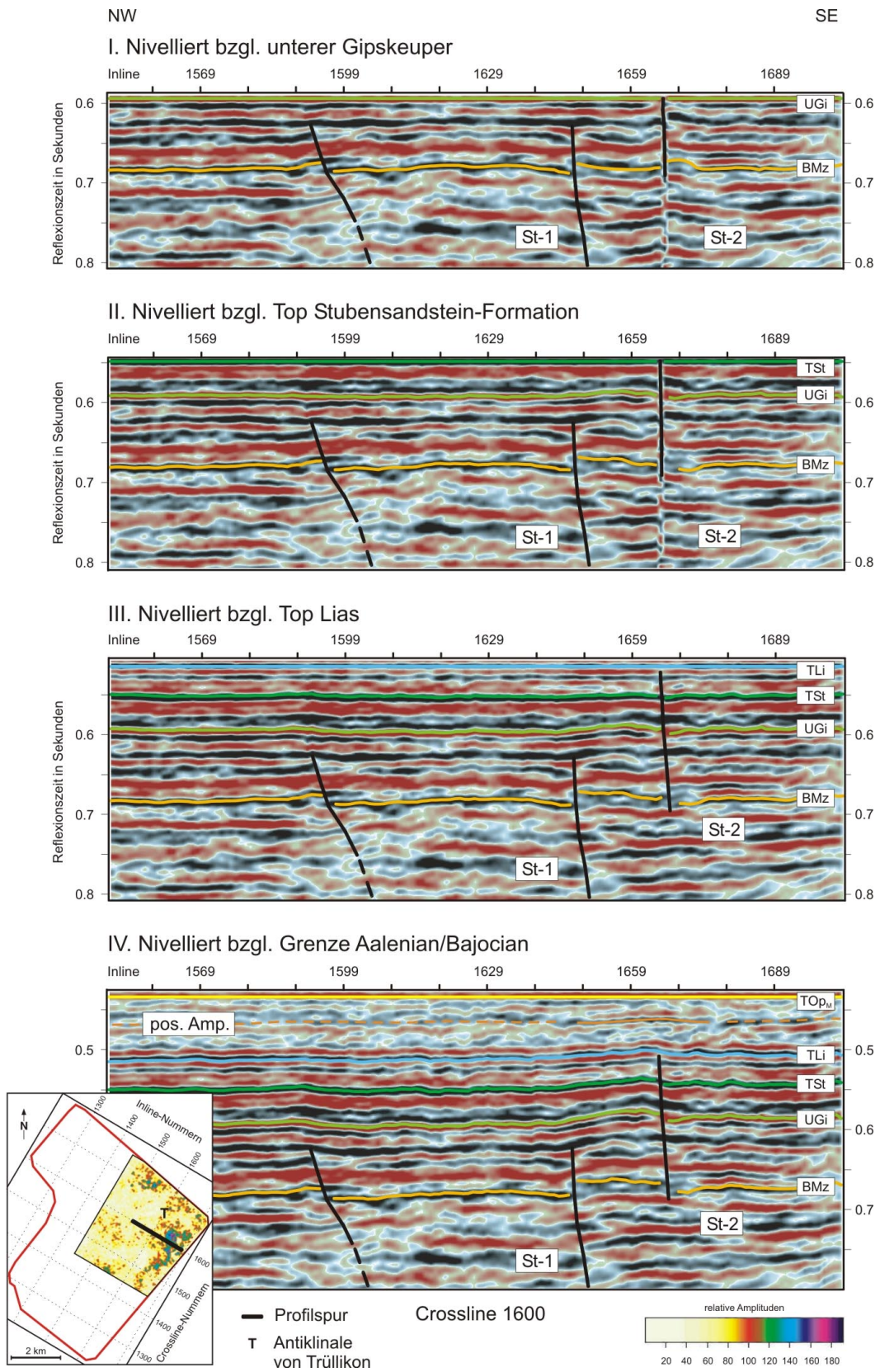


Fig. 4.26b: Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung der Antiklinale von Trüllikon anhand der Crossline 1600

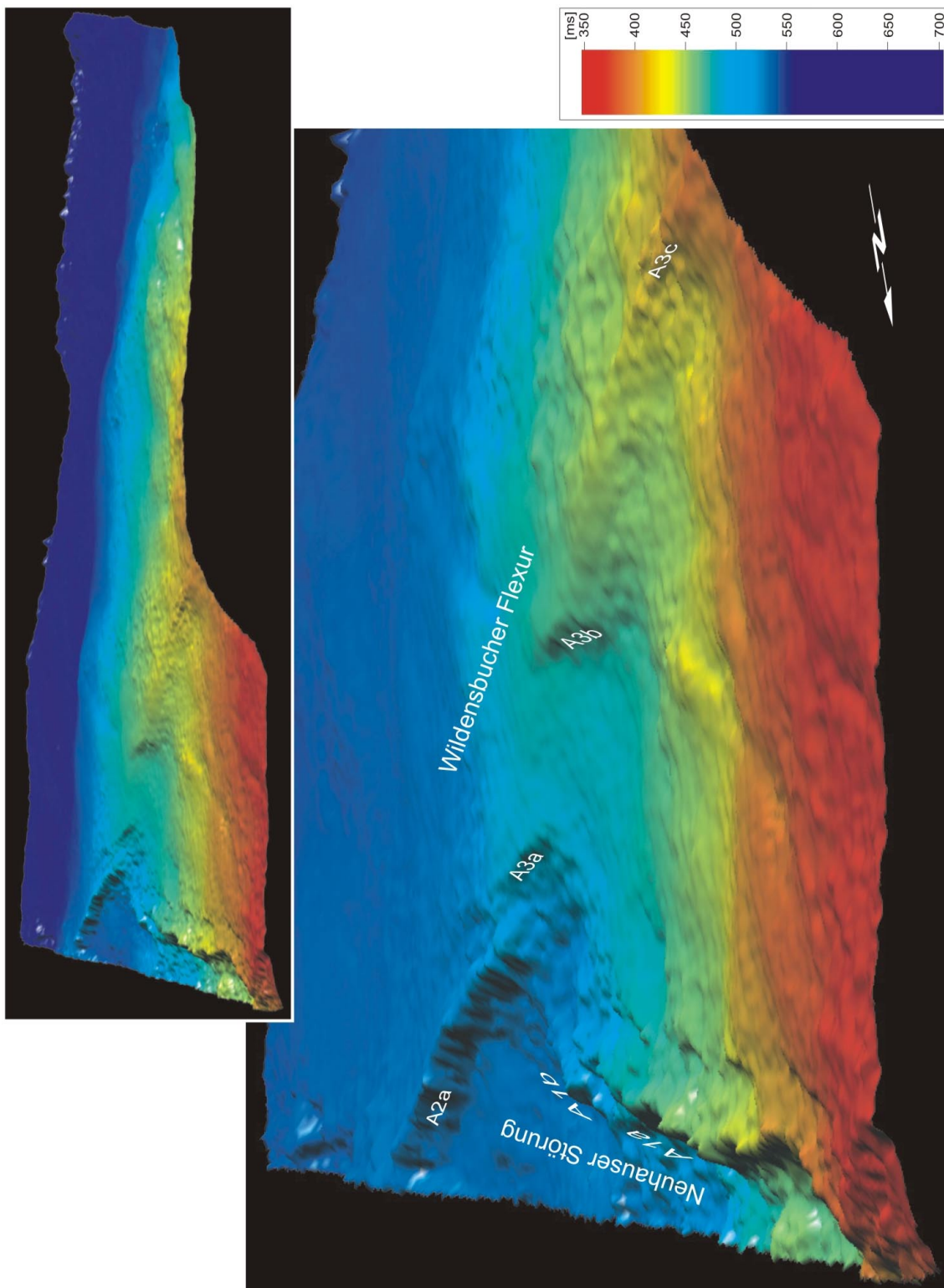


Fig. 4.27: 3D-Ansicht der Wildensbucher Flexur und Neuhauser Störung

Zeithorizont an der Basis des Wirtgesteins (TLi), stark überhöht. Von Nordwesten her gesehen, ist die en échelon-artige Anordnung der einzelnen Störungselemente (A3a, A3b und A3c) der Wildensbucher Flexur gut sichtbar. Ebenfalls deutlich erkennbar ist die Interferenz mit der Neuhauser Störung, deren Einzelelemente (A1a, A1b und A2a) einen wesentlich grösseren vertikalen Versatz (ca. 33 m bis 35 m) aufweisen.

Neogen-kompressive Elemente im Deckgebirge

In den 3D-seismischen Daten lässt sich keine starke Beeinflussung des Messgebiets durch Deformationen des Fernschubs erkennen. Allerdings weisen in der Sondierbohrung Benken die evaporitischen Serien der Anhydritgruppe und des Gipskeupers klare kompressive Deformationsstrukturen auf (BLÄSI et al. 1999). Die Spannungsmessungen in der Sondierbohrung Benken zeigen eine etwa N-S gerichtete horizontale Hauptspannungsrichtung (NAGRA 2001).

Es darf davon ausgegangen werden, dass der Fernschub auch im Deckgebirge des Messgebiets der 3D-Seismik lokal wirksam war. Vor diesem Hintergrund können Indizien im Südwestteil des Messgebiets als Ausdruck von embryonalen Abscherphänomenen im Mittleren Muschelkalk gedeutet werden. Ein Beispiel ist in Fig. 4.28 illustriert, wobei örtlich durch ererbte Brüche ausgelöste, schichtparallele Abscherungen innerhalb der Anhydritgruppe zu erkennen sind, wie sie auf 2D-Seismiklinien weiter im Westen schon von LAUBSCHER (1985) beobachtet und beschrieben wurden.

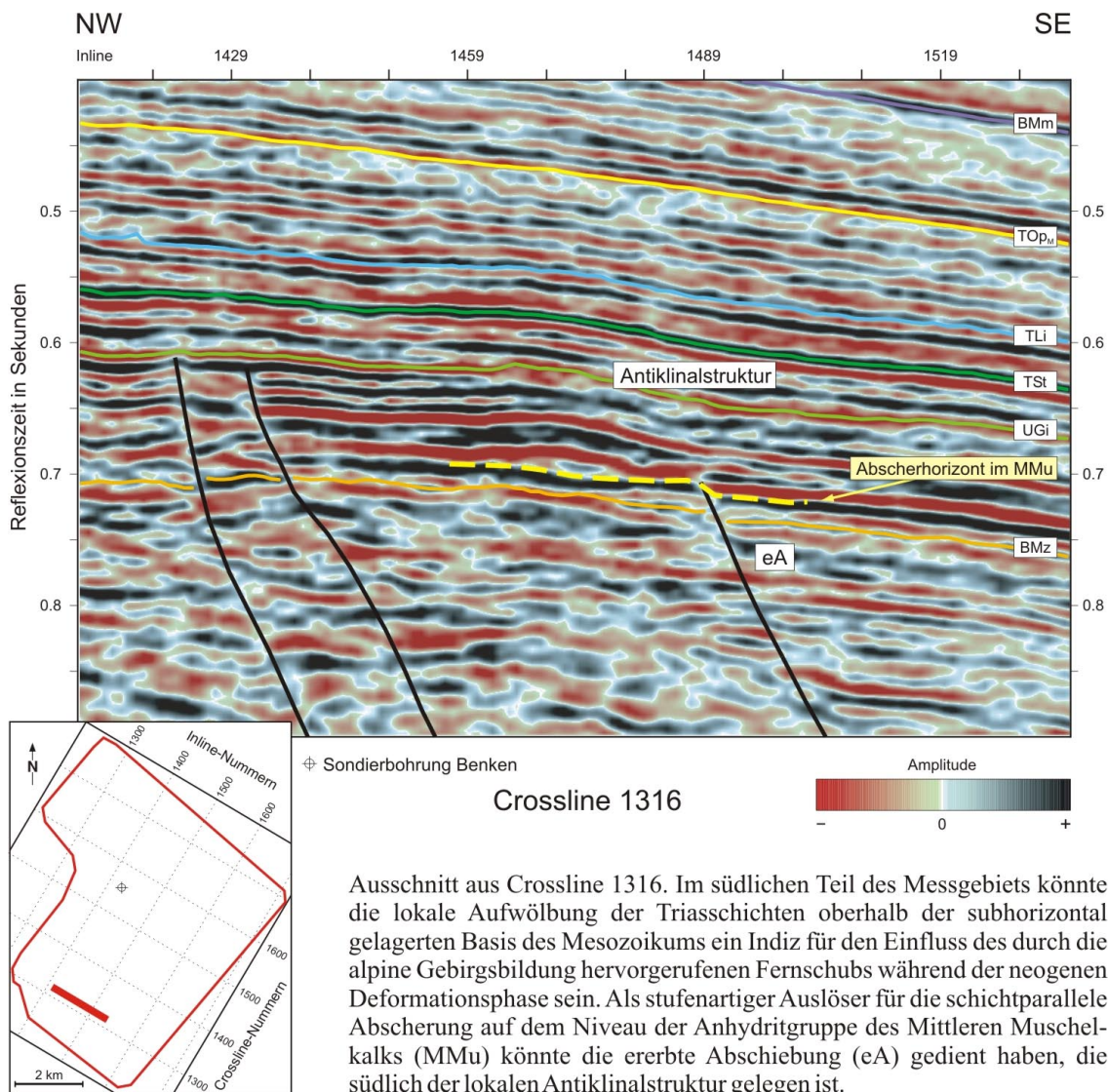


Fig. 4.28: Lokale Abscherung

4.6.3 Kinematische Zusammenhänge

Nachfolgend soll der zeitliche Ablauf der massgebenden tektonischen Bewegungen im Messgebiet zusammenfassend erläutert werden. Dies wird im Wesentlichen anhand der lokal erkennbaren Strukturelemente vorgenommen, wobei es aber auch notwendig sein wird, die tektonischen Bewegungen in einen regionalen Rahmen zu stellen und von diesem aus zu beurteilen. Dieser Rahmen wird von MÜLLER et al. (2001) umfassend beschrieben und die Kenntnisse über den regionalen geologischen Bau mit den neuesten Daten der neotektonischen Analysen zu einem regionalen geodynamischen Konzept verbunden.

Weitere Daten und Erkenntnisse zur Geologie und Tektonik sowie zur Entstehungsgeschichte des nördlichen Alpenvorlands zwischen Schwarzwald/Tafeljura und dem zentralen Alpenkamm wurden im Rahmen des Projekts NFP 20 aufgearbeitet (s. PFIFFNER et al. 1997). Eine übersichtliche Zusammenfassung der Geschichte des Molassebeckens findet sich auch in ZIEGLER et al. (1996). Weiter gilt der Sammelband über das Molasse-Symposium vom November 1991 nach wie vor als Standardwerk und somit auch als Diskussionsgrundlage für die Beurteilung der Ergebnisse der 3D-Messkampagne (SYMP. ON SWISS MOLASSE BASIN 1991).

Die wesentlichen Baueinheiten des Messgebiets der 3D-Seismik sind durch die Hochzone von Benken und ihre begrenzenden Elemente, Flexur von Rafz – Marthalen im Süden und Wildensbucher Flexur im Norden, definiert. Südlich der Hochzone schliesst sich der Weiach-Trog an. Es ist möglich, dass nördlich der in Benken erbohrten Hochzone ein weiterer Permokarbontrög ausgebildet ist. Im Osten wird das gesamte Messgebiet durch die Neuhauser Störung begrenzt (s. auch Fig. 4.18).

Die tektonische Entwicklungsgeschichte des Zürcher Weinlands als externer Bestandteil des Ostschweizer Molassetrogs muss in den Zusammenhang mit den nachfolgend erläuterten prä-mesozoischen, mesozoischen und neogenen Bewegungsphasen gestellt werden.

Prä-mesozoische Bewegungen

Die prä-mesozoischen Bewegungen sind regional gekennzeichnet durch folgende Ereignisse (s. auch DIEBOLD & NAEF 1990 sowie DIEBOLD et al. 1991):

- Deckentektonik und Bildung des variskischen Grundgebirges
- Hebung und Erosion des Gebirgskörpers mit Extension und Bildung von intramontanen Permokarbontrögen ('Untere Trogfüllung')
- Saalische Kompression/Transpression mit Zerschierung und teilweiser Inversion der Karbontröge im frühen Perm
- Postorogene Subsidenz im späten Oberrotliegenden ('Obere Trogfüllung'); Hebung und Einebnung des Reliefs bis zur Perm/Trias-Wende.

Südlich der in Benken erbohrten Hochzone zeigen tieferliegende Reflexionssignale bereichsweise das typische Bild der in Weiach als Reflexionseinsätze von Kohleflözen identifizierten seismischen Fazies mit hohen Reflexionsamplituden der 'Unteren Trogfüllung' (Fig. 4.20). Diese Fazies lässt sich auf den 2D-seismischen Daten mit derjenigen bei Weiach verbinden (Linie 91-NO-75 in NAEF et al. 1995, Beilage 10). Die Tatsache aber, dass in der Sondierbohrung Benken – in einem Gebiet, in welchem auf der 2D- und 3D-Seismik unterhalb der Basis des Mesozoikums stellenweise ebenfalls höhere Amplituden wahrgenommen werden – überraschenderweise Kristallin erbohrt wurde, zeigt wie schwierig es ist, lediglich aufgrund der Reflektivität im Sockel, Kristallin von paläozoischen Sedimenten abzugrenzen. Als Grund für

die hohen seismischen Amplituden im Bereich des erbohrten Kristallins werden Relikte multipler Reflexionen vermutet, die im Bereich des schwach reflektierenden Kristallins deutlicher zutage treten und während der Datenverarbeitung nicht vollständig herausgefiltert werden konnten. So kann z. B. die Existenz eines nördlich der Hochzone von Benken vermuteten Permokarbondrogs (Fig. 4.19) nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden, da die typische seismische Fazies für Kohleflöze (lateral über grössere Distanzen verfolgbare hohe Amplituden) in Kombination mit eindeutigen Merkmalen einer Sedimentschichtung (z. B. Winkeldiskordanzen) und damit der Beleg für eine Trogbildung fehlt. Auf einzelnen seismischen Profilen lassen sich Hinweise für sedimentäre Strukturen eines Permokarbondrogs nördlich der Hochzone von Benken erkennen (s. Fig. 5.9, N-S-Profil im Bereich des Modellierpunkts "D", 0.7 – 1.0 s). Diese Merkmale lassen sich aber nicht über grössere Strecken verfolgen, wie dies im Permokarbondrog südlich der Hochzone der Fall ist.

Für die *Flexur von Rafz – Marthalen* besteht kein Zweifel an ihrer paläozoischen, spätpermischen Anlage. Auch die W-E streichende *Wildensbucher Flexur* wurde aller Wahrscheinlichkeit nach bereits im Permokarbon angelegt, obwohl sich dies, wie oben erwähnt, nicht direkt und mit derselben Deutlichkeit wie südlich der Hochzone von Benken belegen lässt. Wird die NW-SE, d. h. "herzynisch" streichende *Neuhauser Störung* regional als westliche Begrenzung s.l. der bereits im Spätpaläozoikum angelegten Freiburg – Bonndorf – Bodensee-Grabenstruktur betrachtet (s. MÜLLER et al. 2001), muss auch für dieses Strukturelement mit einer prä-mesozoischen Anlage gerechnet werden.

Mesozoische Bewegungen

Die Ergebnisse der vorliegenden strukturellen Auswertung liefern detaillierte Hinweise und neue Aspekte für die tektonische (geologische) Entwicklung während der Trias. Die auf einigen 2D-seismischen Linien beobachtete, kleinräumige Zergliederung des tieferen Mesozoikums mit kompressivem Charakter wurde bisher als Ausdruck embryonaler Kompressionsstrukturen der Fernschubfront interpretiert (NAEF et al. 1995). Die 3D-seismischen Daten erlauben nun einen genaueren Einblick in die Gesteinsabfolge und eine alternative Interpretation dieser Phänomene (s. Kap. 4.6.2, 'Strukturzone von Niderholz' und 'Antiklinale von Trüllikon').

Die mesozoischen Bewegungen sind regional durch folgende Phasen geprägt (s. auch MÜLLER et al. 2001):

- Trias-Plattform; am Südrand des Germanischen Meeres mit leichter Subsidenz und genereller Extension
- Tektonische Wende Keuper – Lias; Entstehung der Südmeere und initiales Rifting im Atlantik; grossräumige Reorganisation der Krustengeometrie und lokale Reaktivierung bestehender Strukturen (früh- und mittelkimmerische Phasen)
- Jurassisch-kretazische Plattform; weiträumiges Schelfmeer; grossräumige Aufwölbungen und Beckenbildungen; progradierende Plattformen; grossräumige Hebung, Trockenlegung und Erosion in der Kreide; Bruchtektonik im Paläogen.

Im Bereich der *Strukturzone von Niderholz* und bei der *Antiklinale von Trüllikon* lassen sich deutliche Hinweise für früh-mesozoische tektonische Bewegungen ableiten (s. Kap. 4.6.2). Die Elemente der Strukturzone von Niderholz sind gekennzeichnet durch eine kompressive Überprägung von älteren Extensionsstrukturen, die einerseits als Randabschiebungen des Weiachtrogs und andererseits als etwa senkrecht dazu streichende, um die N-S-Achse orientierte Elemente während der Trias entstanden. Ob die Elemente der Strukturzone von Niderholz während der Trias erst neu gebildet wurden oder bereits prä-mesozoisch angelegt waren, lässt sich im Detail nicht nachweisen. Es gibt auch im Bereich der Antiklinale von Trüllikon An-

zeichen dafür, dass die N-S-Störungen während der Mittleren Trias als Abschiebungen aktiv waren.

Für die tektonischen Bewegungen während der Trias und dem Lias zeichnen sich im 3D-seismischen Messgebiet somit zwei Phasen ab:

- a) Eine erste extensive Phase vom Buntsandstein bis (zumindest) zum Mittleren Muschelkalk, während welcher Strukturelemente, die den Weiach-Trogrand begleiten, als Abschiebungen reaktiviert und gleichzeitig um die N-S-Achse streichende Strukturen entweder neu gebildet oder ebenfalls reaktiviert wurden.
- b) Eine zweite kompressive Phase mit ausgeprägten Inversionsbewegungen im späten Keuper (oberer Mittelkeuper – Oberer Keuper), während welcher Elemente der beiden oben genannten Strukturrichtungen teilweise selektiv reaktiviert wurden.

Aus dem Bruchmuster der reaktivierten Strukturen an der Basis des Mesozoikums (Fig. 4.23) geht hervor, dass die Inversionsbewegungen von dextralen Horizontalverschiebungen entlang den etwa W-E streichenden Abschnitten der Weiach-Trograndstörungen (TR-1 und TR-2) begleitet waren. Auch die Isopachenkarte für das Intervall TSt – UGi deutet daraufhin (s. Fig. 4.24b), dass die Flexur von Rafz – Marthalen teilweise als Aufschiebung aktiv gewesen sein muss; dabei wurde der südlich angrenzende Bereich des Weiach-Trogs offenbar leicht invertiert. Anzeichen für diese Inversionsbewegungen lassen sich aber nur südlich der Wildensbucher Flexur (v. a. ganz im Südwesten und im Osten des Messgebiets der 3D-Seismik) erkennen.

Die kompressive tektonische Phase kann nach G.M. Stampfli (pers. Kommunikation) regional in einen Zusammenhang mit den frühkimmerischen Bewegungen gestellt werden, die das Auseinanderbrechen von Pangäa sowie das initiale Öffnen des Atlantiks und der alpinen Tethys anzeigen (ZIEGLER 1982 und 1990). Zur gleichen Zeit spielten sich weiter im Osten (Iran – Kaukasus) Gebirgsbildungsprozesse ab (STAMPFLI 1996, STAMPFLI & MARCHANT 1997 und STAMPFLI 2000), die grossräumige Transversalverschiebungen im zentraleuropäischen Block erzeugten, wodurch zwar weite Teile in mehrheitlich extensivem Sinn leicht mobilisiert wurden, aber lokal auch Gebiete mit transpressivem Regime entstehen konnten (STAMPFLI et al. 2001).

Anzeichen für synsedimentäre weitere Bewegungen während der Periode Lias – Dogger lassen sich aufgrund entsprechender Mächtigkeitsunterschiede vor allem im Gebiet der *Antiklinale von Trüllikon* erkennen (Fig. 4.26b). Aus regionalen Studien gibt es gerade auch für den Bereich des Wirtgesteins und der Rahmengesteine Hinweise für Differenzialbewegungen während der Periode Oberer Keuper – Lias und bis hinein in den Dogger. Diese zeichnen sich ab durch kleinräumige Fazieswechsel, Schichtlücken und Mächtigkeitsunterschiede (WETZEL et al. 1993, ALLIA 1996 und WETZEL & ALLIA 2000).

Die Karbonate im Dach des Malms zeigen auch im Untersuchungsgebiet eine deutliche Erosionsdiskordanz. Aufgrund von Maturitätsstudien (LEU et al. 2001) muss angenommen werden, dass über der heutigen Oberkante des Malms noch ca. 500 m jüngere Sedimente, wahrscheinlich grösstenteils Kreidesedimente, abgelagert wurden, die dann vor Ablagerung der Molasse wieder erodiert worden sind. Die weiträumig in Zentral- und Nordeuropa feststellbare jungkretazische Kompression und die damit verbundene Inversion und Hebung könnten in der Nordschweiz diese Sedimente erodiert haben.

Neogene Bewegungen

Aus regionaler Sicht sind für die neogenen Deformationen und tektonischen Abläufe im Untersuchungsgebiet die folgenden beiden zusammengesetzten Bewegungsphasen massgebend (MÜLLER et al. 2001):

- Der nealpine Zusammenschub mit Abbiegen der Vorlandkruste und Ablagerung der Molasse → Vorlandschwelle, Extension der Oberkruste im Oligo-Miozän (USM – OMM)
- Die "Miozäne Revolution" und epi-alpine Phase mit Ablagerung der OSM und Abscherung des Deckgebirges durch Fernschub ab dem Mittleren Miozän – Pliozän – Rezent, Jura-faltung, Aufdomung des Schwarzwalds, Neotektonik.

Die oligo-miozäne Zerrung der Oberkruste, welche die Ablagerung der älteren Molasseserien bestimmte, hat im benachbarten Süddeutschland die aus der Erdölexploration bekannten Molassestrukturen (im Wesentlichen thetische und antithetische Abschiebungen) geschaffen (s. auch ROEDER & BACHMANN 1996). Analoge Verwerfungen wurden in der Nordostschweiz v. a. um den Nordschweizer Permkarbondrog beobachtet und z. B. in NAEF et al. (1985) und DIEBOLD et al. (1991) dargestellt. Bereits bestehende Strukturen, wie etwa die Wildensbucher Flexur, die Flexur von Rafz – Marthalen und die möglicherweise ebenfalls prä-mesozoisch angelegte Neuhauser Störung (s. prä-mesozoische Bewegungen), dürften während dieser Extensionsphase Reaktivierungen erfahren haben. Solche Reaktivierungen lassen sich aber mit dem 3D-Seismikdatensatz nicht belegen, ebensowenig wie tektonische Bewegungen während der frühmiozänen Inversions- und der mittelmiozänen Subsidenzphase. Synsedimentäre Bewegungen an der Neuhauser Störung und besonders am Baden – Irchel – Herdern-Lineament lassen sich aber anhand verschiedener 2D-seismischer Linien nachweisen (NAEF et al. 1995).

Die Abschiebung entlang der *Neuhauser Störung*, die als Westbegrenzung des Hegau – Bodensee-Grabens angesehen wird, wird mit der ab dem Mittelmiozän einsetzenden Aufdomung des Schwarzwalds und damit mit der Absenkung des Hegau – Bodensee-Grabens in Zusammenhang gebracht (MÜLLER et al. 2001).

Die Interferenz der Neuhauser Störung mit der *Wildensbucher Flexur* im Osten des Messgebiets ist ein klarer Hinweis, dass letztere als ererbtes Element bereits vorlag. Es ist wahrscheinlich, dass während der extensiven Deformationsphase auch die Wildensbucher Flexur eine Reaktivierung erfahren hat. Die fiederartigen, en échelon angeordneten Versetzungen innerhalb der Wildensbucher Flexur (Beil. 4.9 und Fig. 4.27), die sich teilweise von der Basis des Mesozoikums bis ins Tertiär verfolgen lassen, weisen dabei auf eine laterale Verschiebungsrichtung hin. Allerdings sind regional bedeutende Horizontalbewegungen während dieser Deformationsphase nicht zu erwarten, zumal für ein entsprechendes NW-SE bis WNW-ESE orientiertes Hauptspannungsfeld entsprechende Hinweise fehlen (MÜLLER et al. 2001). Es ist vielmehr wahrscheinlich, dass die tektonischen Bewegungen entlang der schon prä-mesozoisch in W-E-Richtung angelegten Wildensbucher Flexur mit denjenigen der Neuhauser Störung gekoppelt waren und neben der vorherrschenden Abschiebungskomponente auch eine dextrale Horizontalverschiebungskomponente besaßen. In diesem Sinne könnte es sich also um ein lokales Phänomen handeln.

Regional erfolgten die jüngsten tektonischen Bewegungen in Zusammenhang mit der epi-alpinen Krustenverkürzung, durch die das gesamte Alpenvorland unter anhaltender kompressiver Spannung stand und gemäss seismotektonischer Befunde auch heute noch steht (MÜLLER et al. 2001). Als bestimmende Mechanismen werden generell Hebungen, Transversalstörungen, Abscherung im Vorland (Jurafaltung) und Inversion von bestehenden Grabenstrukturen beobachtet. Eine detaillierte Darstellung von jungen Inversionen im Vorland der Alpen (ROURE & COLLETTA 1996) zeigt die weite Verbreitung dieser Phänomene.

Aufgrund der Interpretation der 3D-seismischen Daten konnten auch im eigentlichen Untersuchungsgebiet im Zürcher Weinland einzelne Hinweise auf mögliche neogen-kompressive Strukturelemente beobachtet werden. Obwohl von lokaler und untergeordneter Bedeutung, belegen diese doch, dass das Gebiet im Einflussbereich des Fernschubs lag, und wie die Spannungsmessungen in der Sondierbohrung Benken zeigen (NAGRA 2001), nach wie vor liegt. Die grösste horizontale Spannungskomponente verläuft annähernd N-S. Das Gebiet steht also noch unter Kompression, wobei der alpine Einfluss höchstwahrscheinlich bis an die Wildensbucher Flexur, möglicherweise auch bis an die Neuhauser Störung reicht (MÜLLER et al. 2001).

Aufgrund der Ausrichtung des rezenten Spannungsfelds ist es möglich, dass sowohl die "herzynisch" als auch die "rheinisch" streichenden Störungen bis heute noch aktiv sind. Nach MÜLLER et al. (2001) werden die "herzynischen" Abschiebungen des Hegau – Bodensee-Grabens bevorzugt als dextrale Transversalstörungen reaktiviert, wobei diese je flacher (WNW-ESE) sie streichen desto transpressiver und je steiler (NW-SE bis NNW-SSE) desto transtensiver sind. So ist bei der Neuhauser Störung und den drei en échelon angeordneten Brüchen in der Wildensbucher Flexur mit leichten Abschiebungen verbunden mit einem dextralen Schersinn zu rechnen. Die "rheinisch", d. h. um die N-S-Achse streichenden Elemente der Strukturzone von Niederholz und der Antiklinale von Trüllikon sowie die nur schwach erkennbaren NNE-Strukturelemente (s. Kap. 4.5.4) widerspiegeln entsprechend potentielle sinistrale Transversalverschiebungen, wobei auch hier wieder die Orientierung der Elemente zur Hauptspannungsrichtung über den vorwiegend transpressiven oder transtensiven Charakter der tektonischen Bewegungen entscheidet.

4.7 Tiefenkarten

Bei der Umrechnung der Isochronen in Tiefenlinien und Darstellung in Form von Tiefenkarten ist eine möglichst gute Kenntnis der Verteilung der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten im Untergrund notwendig.

Oft werden die als Ergebnis der Geschwindigkeitsanalyse bei der Datenverarbeitungsphase anfallenden Stapelgeschwindigkeiten für die Umrechnung benutzt. Sie haben jedoch im Allgemeinen keine direkte physikalische Bedeutung, sondern entsprechen definitionsgemäss den Geschwindigkeiten, die eine optimale Stapelung gewährleisten (s. Kap. 2.4). Die in Tiefbohrungen direkt gemessenen seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten sind deshalb vorzuziehen.

Da im Rahmen der Interpretation der Profildaten der regionalen Seismikkampagne von 1991/92 bereits eine umfangreiche Analyse der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten aus den zur Verfügung stehenden Tiefbohrungen durchgeführt worden war (NAEF et al. 1995) und die darauf basierende Tiefenumwandlung gute Resultate geliefert hatte, und weil Tests zur Verbesserung der Tiefenumwandlung anhand der Stapelgeschwindigkeiten der 2D-seismischen Linien erfolglos waren, wurde für die Berechnung der Tiefenkarten der ausgewerteten 3D-seismischen Horizonte wiederum auf die in den Bohrungen gemessenen Intervallgeschwindigkeiten zurückgegriffen.

Die auf den Daten von 10 Nordschweizer Tiefbohrungen basierenden Intervallgeschwindigkeitskarten mussten mit den neuen Werten der Bohrung Benken ergänzt werden, die nahtlos – d. h. mit einem nur geringfügigen Editieren der Geschwindigkeitskonturen – in die bestehenden Karten eingefügt werden konnten. Die einzige Ausnahme bildete das Tiefenintervall des Malms, dessen lokale Intervallgeschwindigkeit deutlich höher war als der aus der bestehenden Geschwindigkeitskarte entnommene Wert. Dies kann mit der geringen Mächtigkeit der Effinger

Schichten in Benken erklärt werden, welche die deutlich langsamste Schichtfolge des Malms bilden und nach Osten ausdünnen (s. Kap. 5.3). Zusätzlich zur Tiefenzunahme nach SE mit erhöhter Kompaktion und damit gekoppelter Zunahme der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten ergibt sich also bei diesem Intervall ein fazieller Trend mit West-Ost-Gradient, der die Richtung der Geschwindigkeitsisolines mitbeeinflusst. Fig. 4.29 gibt eine Übersicht über alle verwendeten Intervallgeschwindigkeitskarten, und Tab. 4.3 zeigt die zugrunde liegenden Intervallgeschwindigkeitswerte der verwendeten Tiefbohrungen.

Tab. 4.3: Übersicht über sämtliche Intervallgeschwindigkeiten, die den Karten von Fig. 4.29 zugrunde liegen

Lithostratigraphische Einheit	Tiefbohrungen der Nordschweiz										
	BEN	WEI	RIN	LEU	BOE	SHA	SIB	BOS	HER	LIN	BER
OSM								3010°	3000°	3390°	2920°
OMM								3620	3670	3750	3510
USM	2602°	2450°				3360°		4000	2880	4260	3870
<i>oberer Malm</i>	5059	4810							5690	5550 ¹	
Malm	4946	4350	2920*°			4440		5680°	5440	5465 ¹	5560
Dogger	2990	2930	3110			4010*			3830	3910	3840
<i>unterer Dogger</i>	2855	2880							3810	3870	
Lias + Keuper	3415	3430	3470		3100°	4120	3010°		4120	4190	4090
Muschelkalk + Buntsandstein	4582	4490	4170	3960°	3800	4890	3910		5470	5830	5680

Tiefbohrungen:

BEN: Benken, WEI: Weiach, RIN: Riniken, LEU: Leuggern, BOE: Böttstein, SHA: Schafisheim, SIB: Siblingen, BOS: Boswil, HER: Herdern, LIN: Lindau, BER: Berlingen

* Für die Geschwindigkeitskarte nicht verwendet ° Nicht vollständig erbohrte geologische Sequenz

¹ Aufgrund eines nun digital verfügbaren Sonic-Logs neu und genauer berechneter Wert

kursiv: Teilintervalle für die Berechnungen der Tiefenkarten der neuen seismischen Markerhorizonte Basis Mittlere Malmmergel (BMm) und Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M); vgl. Fig. 4.30

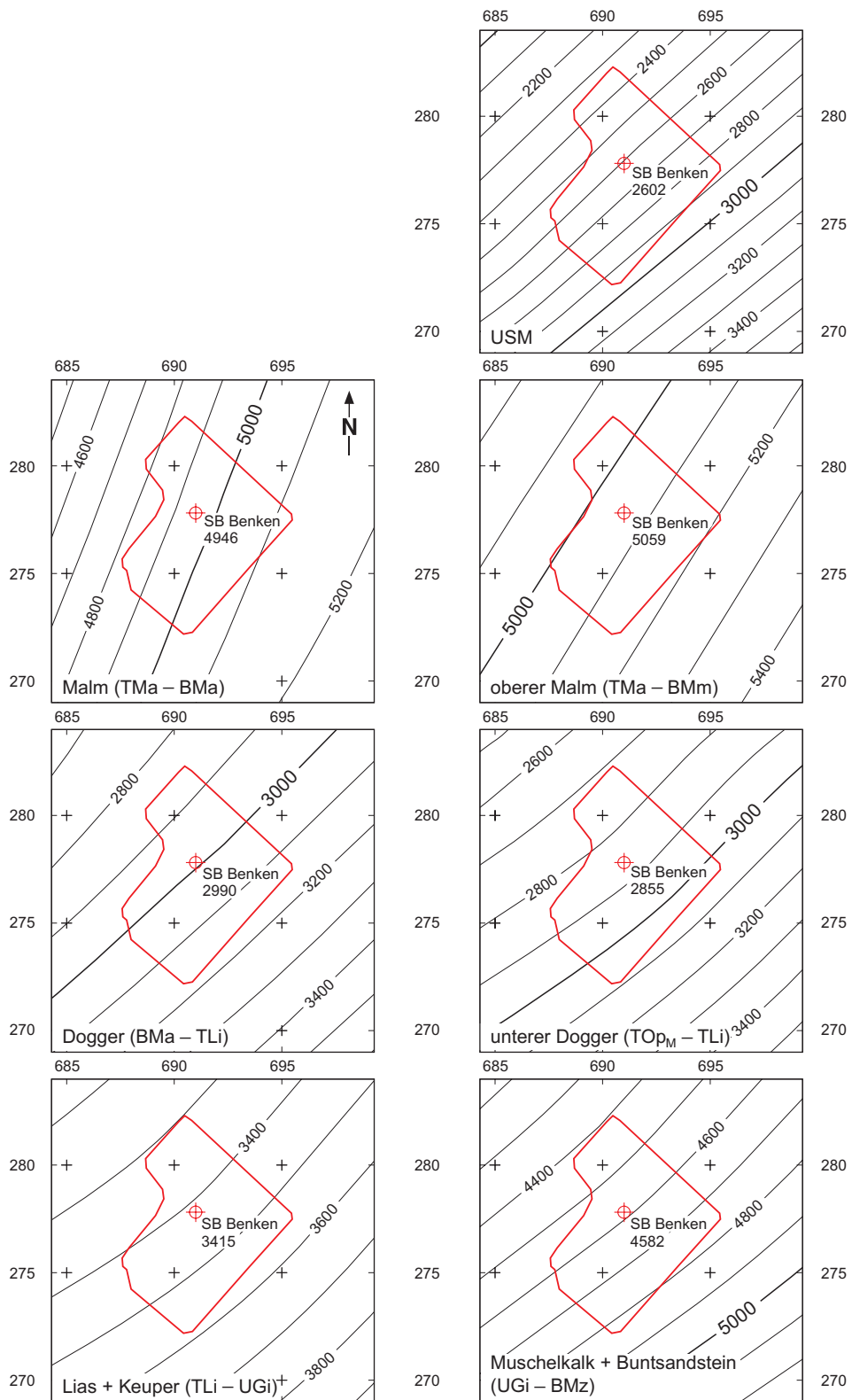
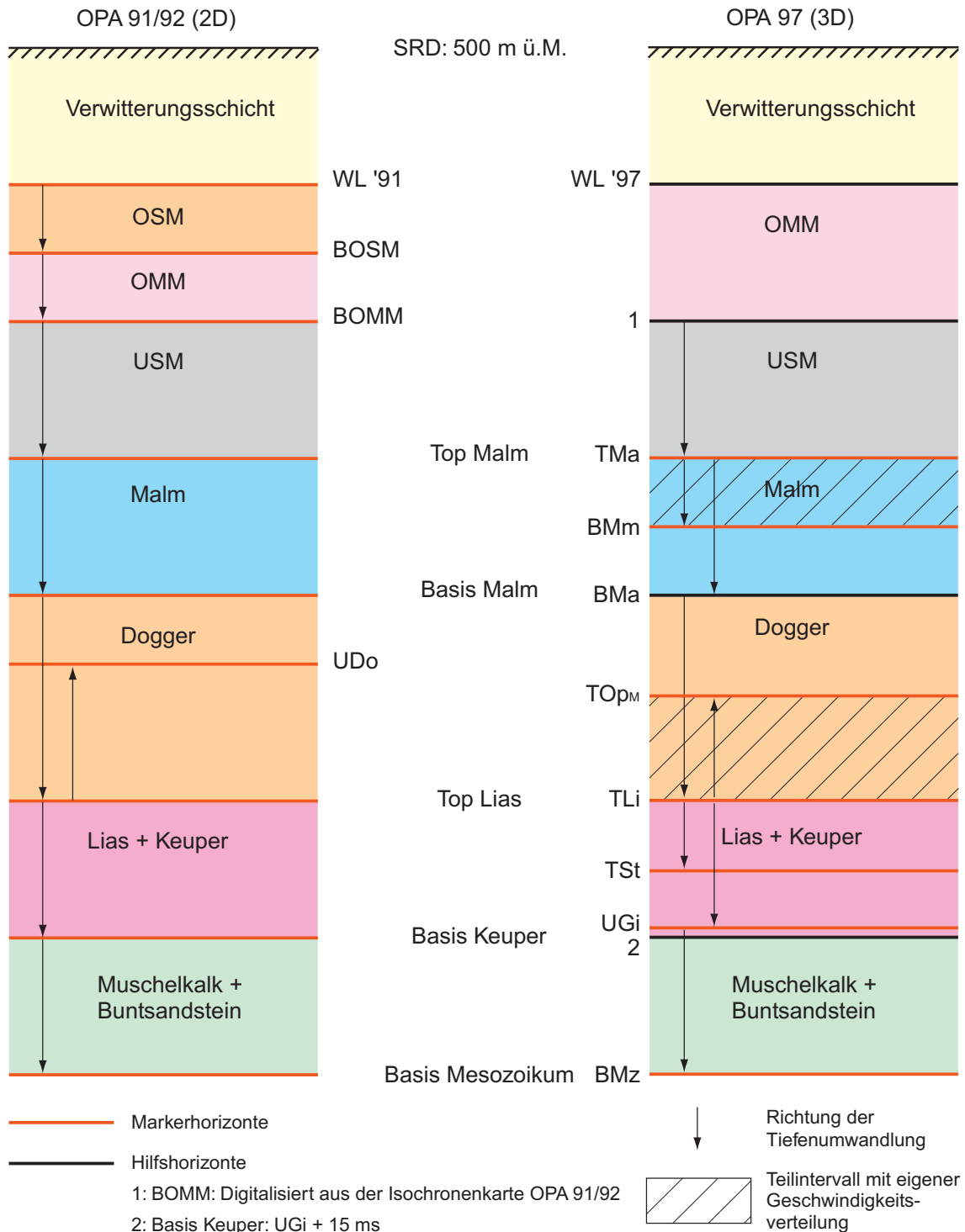


Fig. 4.29: Regionale Intervallgeschwindigkeitskarten

Übersicht über die für die Tiefenumwandlung der Zeitkarten verwendeten Intervallgeschwindigkeiten. Die Karten basieren auf den in den Tiefbohrungen gemessenen Werten der Tab. 4.3.

Fig. 4.30 zeigt das unterschiedliche Vorgehen gegenüber der Tiefenumwandlung der Profildaten der regionalen Seismikkampagne von 1991/92:

- Aufgrund der refraktionsseismischen Auswertung der 3D-Messlinien standen flächendeckende Angaben über die Verwitterungsschicht zur Verfügung. Bei der früheren, regionalen Seismikkampagne von 1991/92 musste die Basis der Verwitterungsschicht zwischen weit auseinander liegenden Profillinien interpoliert werden.
- Die refraktionsseismischen Auswertungen der regionalen 2D-Profile waren aufgrund der regionalen Schichtneigung darauf angewiesen, vom Refraktor Basis Quartär im Bereich des jetzigen Messgebiets gegen Norden hin auf den Refraktor Top Malm zu wechseln. Die künstlich während der Datenverarbeitung eingeführten Refraktorensprünge mussten vor der Tiefenumwandlung in den Intervallgeschwindigkeitskarten korrigiert werden. Ein solches Editieren ist im Falle der 3D-Seismik nicht mehr nötig.
- Weil die Obere Süsswassermolasse (OSM) im Messgebiet der 3D-Seismik sehr wahrscheinlich nicht oder nur geringmächtig im südlichsten Teil vorhanden ist, konnte auf die Abgrenzung eines separaten Geschwindigkeitsintervalls verzichtet werden.
- Die Basis Obere Meeresmolasse (OMM) ist im Messgebiet der 3D-Seismik nicht interpretierbar. Die Überdeckung des 3D-seismischen Datensatzes ist für diese sehr oberflächennahe Grenzschicht zu klein. Um den damit verbundenen, relativ markanten akustischen Impedanzsprung dennoch berücksichtigen zu können, wurde die Tiefenkarte der Basis Obere Meeresmolasse aus der Interpretation OPA 91/92 (NAEF et al. 1995) übernommen und digitalisiert.
- Die Basis des Malms wurde eigens für die Tiefenumwandlung im 3D-seismischen Datensatz interpretiert. In der Sondierbohrung Benken ist der Übergang Malm/Dogger durch einen nur allmählichen Rückgang der akustischen Impedanz charakterisiert. Der seismische Charakter dieser wichtigen lithostratigraphischen Grenze ist deshalb wenig ausgeprägt. Die Kartierung dieses Hilfshorizonts gestaltete sich entsprechend schwierig.
- Für die neuen seismischen Markerhorizonte Basis Mittlere Malmmergel (BMm) und Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (Top_M) wurden Intervallgeschwindigkeitskarten aus dem Konturieren der Werte der vier Tiefbohrungen Benken, Weiach, Herdern und Lindau berechnet. Auf eine neue Geschwindigkeitskarte für die Berechnung des Markerhorizonts Top Stubensandstein-Formation (TSt) wurde verzichtet, weil die seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten im Lias denjenigen des gesamten Intervalls Lias + Keuper sehr ähnlich sind.
- Aufgrund der unterschiedlichen Qualität der Reflexionshorizonte wurde anstelle des 1991/92 verwendeten Horizonts "Top Muschelkalk" ein Reflexionshorizont im unteren Gipskeuper (UGi) als Markerhorizont interpretiert (s. Kap. 3.3). Die Laufzeitdifferenz zwischen den beiden Horizonten beträgt über das gesamte Messgebiet durchschnittlich 15 ms (mit nur $\pm 1 - 2$ ms Abweichung). Bei der Tiefenumwandlung konnte sie deshalb rechnerisch korrigiert werden.



WL = «Weathering Layer» (Verwitterungsschicht)

Fig. 4.30: Vorgehen bei der Tiefenumwandlung

Vergleich der für die Tiefenumwandlung der regionalen 2D-seismischen Daten (links) und 3D-seismischen Daten (rechts) verwendeten Markerhorizonte und Geschwindigkeitsintervalle. Die Pfeile geben die Richtung der auf Intervallgeschwindigkeiten basierenden Tiefenumwandlung an.

Vor der Tiefenumwandlung wurden die Daten mit einem 3×3 - und nach der Umwandlung zu Darstellungszwecken (Beil. 4.15 bis 4.21) mit einem 7×7 Bartlett-Filter geglättet (s. Tab. 4.4).

Tab. 4.4: Für die Glättung der Tiefenkarten verwendete Filter mit den entsprechenden Gewichtungen

Links der verwendete 3×3 Bartlett-Filter (Zentralwert 4),
rechts der verwendete 7×7 Bartlett-Filter (Zentralwert 16).

3×3 Bartlett-Filter
(Zentralwert: 4)

1	2	1
2	4	2
1	2	1

7×7 Bartlett-Filter
(Zentralwert: 16)

1	2	3	4	3	2	1
2	4	6	8	6	4	2
3	6	9	12	9	6	3
4	8	12	16	12	8	4
3	6	9	12	9	6	3
2	4	6	8	6	4	2
1	2	3	4	3	2	1

5 SEISMOSTRATIGRAPHISCHE AUSWERTUNG

Im vorangehenden Kapitel wurde anhand der *Laufzeiten* der registrierten Reflexionseinsätze die räumliche Lage der einzelnen reflektierenden Gesteinsschichtgrenzen (Reflexionshorizonte) im Messgebiet untersucht und daraus Aussagen über die strukturgeologischen Verhältnisse abgeleitet. Zusätzlich können nun auch die *Amplituden* der Reflexionssignale analysiert werden, die Rückschlüsse auf die an den Reflexionshorizonten vorherrschenden akustischen Impedanzkontraste erlauben (s. Kap. 2.1). Allerdings ist eine direkte Umrechnung der in den seismischen Abbildungen dargestellten Amplitudenwerte in akustische Impedanzwerte nicht möglich. Aufgrund der in der Nordschweiz vielerorts unterschiedlichen seismischen Ankopplungsbedingungen, verursacht durch variierende Bodenverhältnisse und sich oberflächennah stark ändernde geologische Ablagerungsverhältnisse (z. B. quartäre Schotter in glazial übertieften Felsrinnen), wurden während der Datenverarbeitung (s. Kap. 2.4) oberflächenkonsistente Amplitudenausgleichsrechnungen durchgeführt, welche die unterschiedlichen Ankopplungsbedingungen an den einzelnen Messstationen ausgleichen konnten und die gemessenen Amplitudenwerte entsprechend verändert haben. Zusätzlich war aufgrund nicht oberflächenkonsistenter Störanteile in den Daten ein lateraler Amplitudenabgleich vor der Stapelung unumgänglich. Ebenso haben auch die für die endgültige Darstellung nach der Datenverarbeitung verwendeten Frequenzfilter und Amplitudennormierungen eine Auswirkung auf die Amplituden der Reflexionssignale. Die wahren akustischen Impedanzwerte sind demnach nicht eruierbar. Dennoch können feststellbare *relative* Änderungen der seismischen Amplituden entlang einzelner Reflexionshorizonte innerhalb einer überwiegend regelmässig ausgebildeten mesozoischen Schichtabfolge Hinweise auf sich ändernde stratigraphische Verhältnisse der entsprechenden Gesteinsschichten geben.

Bei der seismostratigraphischen Auswertung (z. B. PAYTON 1980) geht es im vorliegenden Fall hauptsächlich darum, durch Anwendung eines geeigneten Modellierverfahrens und durch Kalibration mit der zentral gelegenen Sondierbohrung Benken, die Befunde der Sondierbohrung lateral in das gesamte, 50 km² grosse Messgebiet der 3D-Seismik zu extrapolieren und die beobachteten anormalen relativen Amplitudenänderungen stratigraphisch zu interpretieren.

5.1 Beobachtete Amplitudenanomalien im Messgebiet

Anhand der 3D-seismischen Daten können in verschiedenen geologischen Schichtfolgen laterale Änderungen im Charakter der seismischen Amplitudenabbildungen festgestellt werden. Bei deren Interpretation müssen aber die Auswirkungen der möglichen Störeffekte auf die gemessenen Amplitudenwerte berücksichtigt werden. Die beiden in Fig. 5.1 dargestellten RMS- («Root Mean Square») Amplitudenkarten reichen über das gesamte Messgebiet und bilden die gemittelten Absolutwerte der seismischen Amplituden, gemessen über die mesozoischen Schichten oberhalb des Wirtgesteins (unten, resp. links) und unterhalb des Wirtgesteins (oben, resp. rechts), ab. Sie zeigen die beiden wichtigsten Störeffekte bezüglich der Amplitudenauswertung auf:

- Mit zunehmender Tiefenlage der Reflexionshorizonte nimmt der Frequenzgehalt in den registrierten seismischen Signalen generell ab (s. Fig. 2.9). Diese Frequenzabnahme ist in der Datenverarbeitung in der Regel nicht vollständig korrigierbar. Folglich ist es möglich, dass die Amplituden der Reflexionssignale tiefer liegender Horizonte – wegen ihres tieffrequenteren Charakters – bei der Stapelung stärker betont werden (konstruktive Addition) als jene der hochfrequenten Reflexionssignale aus geringerer Tiefenlage. Bei der Interpretation beobachteter Amplitudenanomalien ist es deshalb wichtig, stratigraphisch bedingte Amplitudenänderungen und Effekte dieser Tiefenabhängigkeit bestmöglichst auseinander zu halten. Im vorliegenden Datensatz ist eine Tendenz einer Amplitudenzunahme mit zunehmender Tiefenlage der Reflexionshorizonte gegen Südosten, vor allem in der allgemein schwächer reflektierenden Schichtabfolge des oberen Mesozoikums zu beobachten (Fig. 5.1, unten, resp. links).

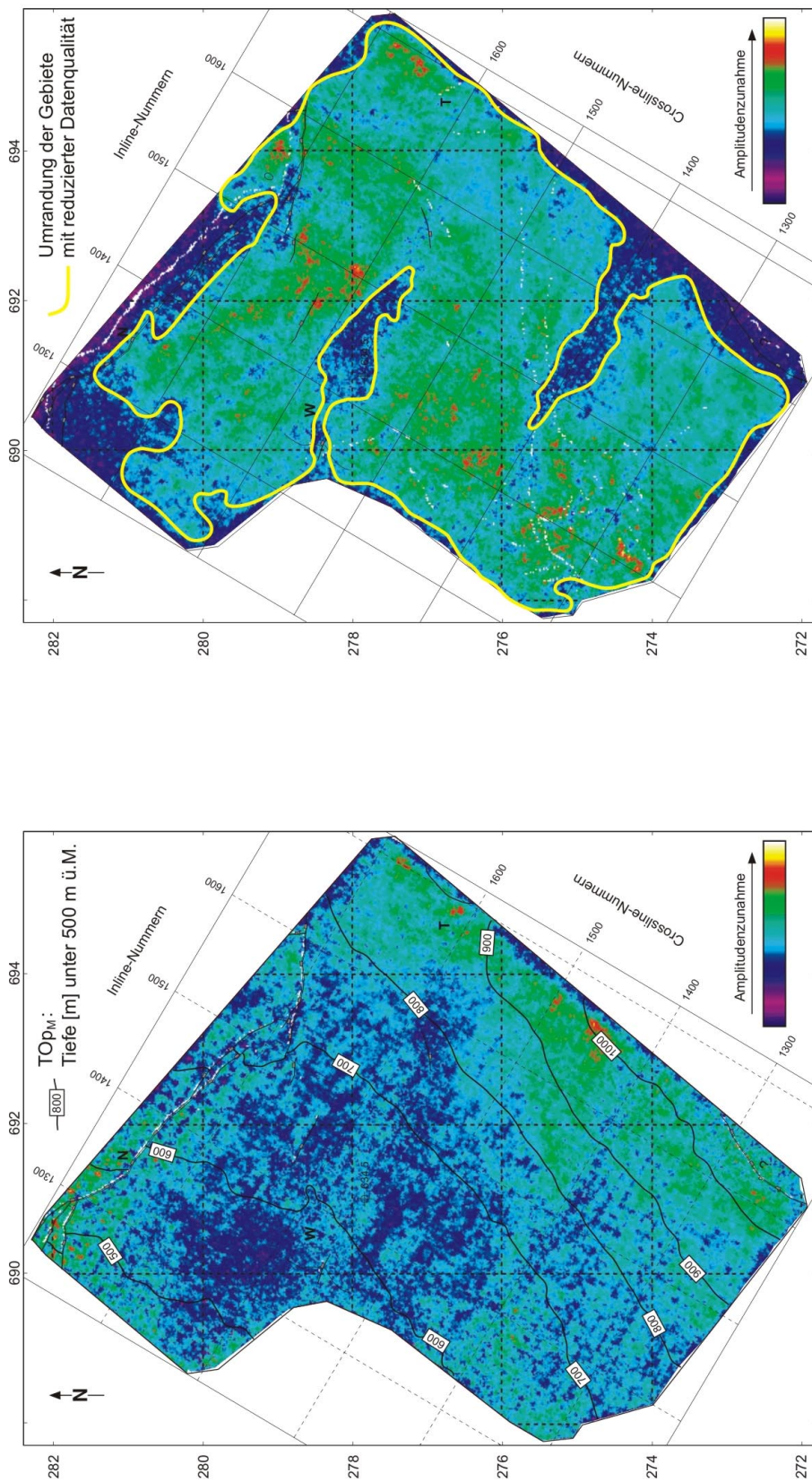


Fig. 5.1: Einfluss von Störeffekten auf die Verteilung der Amplitudenwerte im 3D-Seismikdatensatz

Die dargestellten RMS- («Root Mean Square») Amplitudenkarten der mesozoischen Schichten des gesamten Messgebiets zeigen die beiden wichtigsten Störeffekte, die bei Amplitudenauswertungen berücksichtigt werden müssen: In der links dargestellten, allgemein schwächer reflektierenden Schichtabfolge des oberen Mesozoikums ($TMa - TOP_M$) ist eine generelle Amplitudenerhöhung mit zunehmender Tiefenerhöhung der Reflexionshorizonte gegen Südosten zu erkennen, die stratigraphisch bedingte Amplitudenänderungen überlagert. In der rechts dargestellten, allgemein stärker reflektierenden Schichtabfolge des unteren Mesozoikums ($TLi - BMz$) werden die reduzierten Amplituden in den Randbereichen des Datensatzes und in zwei schmalen Zonen ungünstiger oberflächengeologischer Verhältnisse (vgl. Fig. 2.13) und damit zusammenhängender schlechter seismischer Ankopplung sichtbar. Die wärmeren Farbtöne (rot und grün) markieren eine etwa doppelt so hohe RMS-Amplitude im untersuchten Intervall als die kälteren Farbtöne (blau und violett).

- Mit abnehmender Überdeckung im Randbereich des Datensatzes und in Zonen mit erhöhtem Rauschanteil aufgrund schlechter seismischer Ankopplung nehmen die Amplituden der Reflexionssignale in der Regel merklich ab. Dies kann sehr gut anhand der stark reflektierenden Schichtfolge des unteren Mesozoikums beobachtet werden (Fig. 5.1, oben, resp. rechts). Die Amplitudenabnahme in den Randbereichen des Datensatzes ist aufgrund der unterschiedlichen Wirkung des Migrationsoperators in Abhängigkeit der räumlichen Lage der Reflexionshorizonte vor allem auf die Abschnitte im Süd-Südosten und Norden des Datensatzes beschränkt. Im vollständig überdeckten, zentralen Bereich des Datensatzes sind zwei schmale Zonen zu erkennen, innerhalb derer die Amplituden der Reflexionssignale deutlich schwächer ausgebildet sind. Die Reduktion der Datenqualität steht in diesen beiden Zonen in Zusammenhang mit einer reduzierten seismischen Ankopplung aufgrund lokal ungünstiger oberflächennaher geologischer Verhältnisse (quartäre Felsrinne zwischen Kleinandelfingen und Rheinau im südlichen Teil des Messgebiets resp. wassergesättigte, wenig verfestigte oberflächennahe Lockergesteine hangparallel zum Cholfirst im Bereich der Sondierbohrung Benken, vgl. Kap. 2.5).

Für die Auswertung der beobachteten Amplitudenänderungen wurde ein zweistufiges Verfahren angewendet (ROTH 2000). Zunächst wurden mit speziellen Rechenalgorithmen der seismische Charakter bestimmter Schichtintervalle im Messgebiet untersucht und die lateralen Änderungen anhand von Karten und Profilen dargestellt (Fig. 5.2 bis 5.6). Die anschliessende Modellierung der seismischen Spuren (Kap. 5.2) mit Hilfe der Ergebnisse der Sondierbohrung Benken und der regionalen Kenntnisse aus weiteren Bohrungen (ALBERT & BLÄSI 2001) erlaubte dann eine lithostratigraphische Zuordnung der seismischen Änderungen (Kap. 5.3).

Zunächst mussten die z. T. bereits während der strukturellen Interpretation (Kap. 4) aufgefallenen, oft nur schwach ausgeprägten lateralen Variationen im seismischen Charakter einzelner Reflexionshorizonte systematisch aufgespürt und dargestellt werden. Dazu wurden zwei unterschiedliche Attributanalyse-Programme eingesetzt: (1) Das Programm Stratimagic der Firma Flagship GEO (CGG) bei der Firma ProSeis AG in Zürich und gleichzeitig (2) das Programm Charisma der Firma Schlumberger am Institut de Géologie et Paléontologie der Universität Lausanne.

Die beiden Analyse-Programme unterscheiden sich teilweise in ihren Schwerpunkten. Beide können einerseits eine Vielzahl von Horizont- und Volumenattributen extrahieren, also Charakteristiken der seismischen Spur, wie z. B. den Zeitabstand zum nächsten Nulldurchgang, die mittlere positive Amplitude oder die Laufzeit der stärksten Amplitude; andererseits können sie sogenannte seismische Fazieskarten einer bestimmten Schicht berechnen. Diese Fazieskarten basieren auf der Aufgliederung des seismischen Datensatzes in unterschiedliche Klassen. Während bei Charisma diese Klassifikation auf einer Kombination verschiedener, vom Auswerter auszuwählender Attributkarten basiert, benutzt Stratimagic die Form der seismischen Spur innerhalb eines zu bestimmenden Zeitfensters. Bei beiden Programmen muss vorgängig die Anzahl der zu berechnenden Klassen angegeben werden. Die auf der Form der seismischen Spur basierende Klassifikation (Stratimagic) hat gegenüber der eher subjektiven Wahl der in die Klassifikation einflussenden Attributkarten (Charisma) den Vorteil der besseren Nachvollziehbarkeit. Andererseits müssen aus rechentechnischen Gründen die zu klassierenden Zeitintervalle in Stratimagic eine konstante Länge aufweisen; die Definition eines Intervalls zwischen zwei nicht-parallelen Horizonten ist daher nicht möglich. Es hat sich im Laufe dieser Studie gezeigt, dass dies im vorliegenden Fall ein Nachteil ist, da die Intervalle der geneigten Gesteinsschichten im Messgebiet (Fig. 1.1b), aufgrund der mit der Tiefe zunehmenden seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten im Zeitbereich gegen grössere Tiefenlagen hin dünner werden. Die von Stratimagic berechneten seismischen Fazieskarten widerspiegeln somit meistens nur die Tiefenlage. Nach sorgfältiger Analyse wurden mit Stratimagic nur Horizont- und Volumen-

attribute und keine Fazieskarten berechnet. Mit dem Charisma-System wurden innerhalb der Intervalle, die anhand der am Bildschirm interpretierten Markerhorizonte definiert sind, über das ganze Mesozoikum systematisch Attribut- und darauf basierend Fazieskarten berechnet. Dabei wurden jeweils 3, 5, 7 bzw. 9 Faziesklassen berechnet. Es zeigte sich, dass innerhalb des räumlich begrenzten 3D-seismischen Datensatzes drei Klassen ausreichen, um die wesentlichen Änderungen im seismischen Charakter abzubilden. Ausgehend von dieser Analyse konnten Gebiete ausgeschieden werden, innerhalb derer der seismische Charakter über die gesamte mesozoische Gesteinsabfolge mehrheitlich gleich bleibt. Die Abgrenzung dieser Gebiete diente als Grundlage für die Festlegung der Koordinaten der zu modellierenden seismischen Spuren (s. Fig. 5.10 bis 5.13).

Die Analysen mit dem Programm Stratimagic konzentrierten sich auf die Abbildung der lateralen Amplitudenänderungen, die anhand der seismischen Spuren identifizierbar sind. Die unterschiedliche Vorgehensweise sowie die z. T. anderen verwendeten Programm-spezifischen Attributtypen erlauben keinen quantitativen Vergleich der mit den beiden Programmen erzielten Ergebnisse. Eine Analyse der verschiedenen Resultate hat aber gezeigt, dass bei vergleichbaren Attributen und Intervallen auch ähnliche Ergebnisse erzielt werden konnten. Durch das parallele Vorgehen (Charisma in Lausanne und Stratimagic in Zürich) konnte gezeigt werden, dass die Resultate der seismostratigraphischen Auswertung nicht vom eingesetzten Rechenalgorithmus abhängig sind.

Stratimagic bietet auch die Möglichkeit, ausgehend von einem bestehenden Horizont innerhalb eines frei wählbaren Zeitfensters (z. B. -50 ms bis -25 ms), nach einem bestimmten Ereignis, z. B. einem Amplitudenminimum, zu suchen und dieses als neuen Horizont zu speichern. Sofern es die Datenqualität erlaubt, können auf diese Weise weitere seismische Hilfshorizonte definiert werden, die als Eingangsdaten für die Berechnung neuer Attributkarten dienen. Tab. 5.1 fasst alle Reflexionshorizonte zusammen, die im Verlauf der seismostratigraphischen Interpretation verwendet wurden.

Von den etwa 600, mit dem Programm Stratimagic berechneten Karten über insgesamt 30 Intervalle konnte etwa die Hälfte für eine weitergehende Analyse berücksichtigt werden. Sie sind in Tab. 5.2 zusammengefasst. Viele Attributkarten sind innerhalb eines Intervalls sehr ähnlich. Im Folgenden werden fünf Attributkarten gezeigt und kurz beschrieben, die innerhalb der im Detail untersuchten Sequenz Effinger Schichten – unterer Gipskeuper beobachtete, besonders auffallende, laterale seismische Amplitudenänderungen zeigen. Die abgebildeten Anomalien konnten nicht auf Störeffekte bei der Datenaufnahme oder -verarbeitung zurückgeführt werden und sind vermutlich geologisch bedingt. Eine ausführlichere Interpretation wurde erst nach der in Kap. 5.2 beschriebenen Modellierung der seismischen Spuren vorgenommen und folgt in Kap. 5.3.

Fig. 5.2 zeigt eine Attributkarte für ein 20 ms (rund 42 m) langes Intervall, das von der Oberkante der Stubensandstein-Formation (TSt) bis in den Gipskeuper hinunter reicht. Das analysierte Intervall ist im seismischen Profil (unten) farblich hervorgehoben. Der oberhalb des seismischen Markerhorizonts TSt ins Profil projizierte Farbcode des Attributs zeigt die Anzahl der positiven relativen Amplitudenmaxima. Weil die Länge des Intervalls und deshalb die Anzahl der Abtastwerte konstant sind, kann damit direkt die Anzahl der positiven Maxima im Intervall angegeben werden. So bildet das Attribut zuverlässig das Vorhandensein (grün) oder das Verschwinden (braun) eines Reflexionseinsetzes mit positiver Amplitude im Oberen Keuper ab. Die Karte zeigt die unregelmässige Verteilung dieses Reflexionssignals im Messgebiet der 3D-Seismik. Das Verschwinden der positiven Amplitude hätte theoretisch auch mit dem Verlust an hohen Frequenzen gegen grössere Tiefen hin (also gegen Südosten) in Zusammenhang gebracht werden können. Das dargestellte seismische Profil und die Attributkarte zeigen hin-

gegen, dass die Amplitudenänderungen in W-E-Richtung verlaufen und somit kein Zusammenhang mit der nach Südosten zunehmenden Tiefe der Horizonte des analysierten Intervalls besteht (vgl. Beil. 4.19). Das allmähliche Verschwinden der positiven Amplitude gegen Osten steht möglicherweise mit dem Auskeilen des Gansinger Dolomits in Zusammenhang (s. Kap. 5.3).

Tab. 5.1: Liste der seismostratigraphisch interpretierten Marker- und Hilfshorizonte

Die Markerhorizonte (vgl. Tab. 3.1) sind rot; die Hilfshorizonte schwarz markiert. Die mit "P" bezeichneten Horizonte wurden durch Interpretation der «seedlines» (s. Kap. 4.2) am Bildschirm bestimmt. Die mit "S" bezeichneten Horizonte wurden im Laufe der seismostratigraphischen Interpretation durch Addition konstanter Zeitwerte zu den Markerhorizonten und anschliessender automatischer Verschiebung bis zur nächstliegenden seismischen Phase (Amplitudenminimum, -maximum oder Nulldurchgang) ermittelt. Auf diese Weise konnten auch z. T. schwache Reflexionseinsätze gut bestimmt werden.

Horizont Abkürzung		Seismische Phase	Art der Interpretation	Kenn- zeichnung
TMa	Top Malm	Maximum	P	
BMm	Basis Mittlere Malmmergel	Maximum	P	
lwK	Intra Wohlgeschichtete Kalke	± Nulldurchgang	S	
BMa	Basis Malm	± Nulldurchgang	P	
IVPW	Intra Varians- und Parkinsoni- Württembergica-Schichten	Minimum	S	
BPa	Basis Parkinsoni-Württem- bergica-Schichten	Maximum	S	
MDo	mittlerer Dogger	Minimum	P	
TOp_m	Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten	Minimum	P	
IOP	Intra Opalinuston	Minimum	P	
TLi	Top Lias	Maximum	P	
ILi	Intra Lias (ca. Top Numis- malis-Amaltheen-Schichten)	Minimum	S	
nTR	Near Top Rhät	Minimum	S	
TSt	Top Stubensandstein-Formation	Maximum	P	
ObM	Obere Bunte Mergel	Minimum	S	
IGi	Intra Gipskeuper	± Nulldurchgang	S	
UGi	unterer Gipskeuper	Minimum	P	
TbA	Top Basalanhydrit Keuper	Maximum	S	
BMz	Basis Mesozoikum	Maximum	P	

Fig. 5.3 zeigt dasselbe Attribut im Intervall zwischen den beiden Hilfshorizonten Intra Lias (ILi), der in der Sondierbohrung Benken in etwa der Oberkante der Numismalis-Amaltheen-Schichten entspricht, und Near Top Rhät (nTR). Dieses Intervall weist aber keine konstante Mächtigkeit auf. Jedoch wird wiederum die Präsenz oder das Fehlen eines Reflexionseinsatzes mit positiver Amplitude abgebildet. Die Verteilung ist grösstenteils bimodal, im gezeigten Beispiel aber regelmässiger. Die Trennung zwischen den beiden Farben hell- und dunkelblau in der Attributkarte verläuft in einer etwas anderen Richtung als die Tiefenlinien der entsprechenden Horizonte (vgl. Beil. 4.18). Vermutlich ist das Ausdünnen des Arietenkalks für diese Änderung des seismischen Charakters verantwortlich (s. Diskussion in Kap. 5.3).

Tab. 5.2: Übersicht der mit dem Programm Stratimagic berechneten Attributkarten

INTERVALL (Horizonte ± Abweichung in ms)	Iso- pache	Alle Amplituden				Statistik der rel. u. abs. Minima und Maxima						Maximal- amplitude	
						Amplitude			Häufigkeit			positiv	negativ
		Mw.	St. abw.	3. Mom.	4. Mom.	Mw.	Maxi- ma	Mini- ma	Verh.	Maxi- ma	Mini- ma		
BMm+2 - IwK-2	o	o	o	o	o	+	-	+	-	-	+	-	+
BMm+2 - BMa	++	++	++	+	o	+	o	++	o	++	++	o	++
BMa+2 - IVPW-2	-	o	o	-	-	o	o	-	-	-	-	o	-
BMa - BPa-2	o	o	-	-	-	o	+	o	o	-	o	-	o
BPa-23 - BPa	-	-	-	-	-	+	o	o	-	-	-	+	o
BPa+2 - TOP _M -2	+	++	++	+	+	++	++	+	+	+	+	++	+
BPa - MDo	-	o	-	-	-	o	o	-	-	-	-	o	+
MDo+2 - TOP _M -2	+	++	++	+	+	++	++	-	-	+	o	++	o
MDo-9 - MDo+15	-	++	++	-	+	++	++	+	+	-	-	++	+
TOP _M +2 - IOp-2	+	++	++	++	++	+	++	o	o	+	+	++	+
TOP _M +2 - TLi-2	+	+	+	+	o	+	+	+	+	+	+	o	o
TLi+2 - ILi-2	-	o	o	o	o	o	-	o	-	-	-	-	o
TLi+2 - TSt-2	o	o	o	+	o	o	+	-	o	+	o	+	o
TLi - TLi+14	-	o	o	+	o	o	-	-	-	-	-	o	o
ILi+2 - nTR-1	o	+	o	+	o	o	+	+	+	++	+	+	+
ILi+2 - TSt-2	o	-	-	o	-	-	+	-	+	++	-	o	-
TSt+2 - IGi	o	o	o	+	o	+	o	-	o	++	o	o	-
TSt+2 - TbA-2	o	o	o	+	o	o	-	o	-	+	+	-	o
TSt+2 - TSt+20	-	o	o	+	o	o	+	o	+	++	o	o	o
ObM+2 - IGi-2	o	+	++	o	++	o	+	o	+	++	+	+	-
ObM+1 - ObM+14	-	+	-	+	-	o	+	o	+	+	o	o	o
IGi - TbA-2	o	+	+	+	++	+	-	++	-	o	+	-	+

Erläuterungen der Attribute:

Isopache = Länge des Intervalls gemessen in ms

Alle Amplituden:

- Mittelwert (Mw.) = Mittelwert aller Absolutamplitudenwerte
- Standardabweichung (St.abw.) = Standardabweichung der Absolutamplitudenwerte
- Drittes Moment (3. Mom.) = Drittes Moment der Absolutamplitudenwerte
- Viertes Moment (4. Mom.) = Viertes Moment der Absolutamplitudenwerte

Statistik der relativen und absoluten Minima und Maxima:

Amplitude

- Mittelwert = Mittelwert aller Extrema
- Maxima = Mittelwert aller Maxima
- Minima = Mittelwert aller Minima
- Verhältnis (Verh.) = Verhältnis der beiden letzten Mittelwerte (Min./Max.)

Häufigkeit

- Maxima = Anzahl / Prozentualer Anteil der relativen Maxima
- Minima = Anzahl / Prozentualer Anteil der relativen Minima

Maximalamplitude:

- positiv = Grösster positiver Amplitudenwert
- negativ = Grösster negativer Amplitudenwert

Bemerkungen:

In Fig. 5.2 bis 5.6 dargestellte Attributkarten

Die Beschreibung der verwendeten Horizonte kann Tab. 5.1 entnommen werden.

Aussagekraft der Attributkarten: - unbrauchbar (v.a. Rauschen), o fraglich, + brauchbare Indizien, ++ eindeutig (deutliche Bereiche mit gleichem Attribut und relativ scharfen Grenzen zeichnen sich ab)

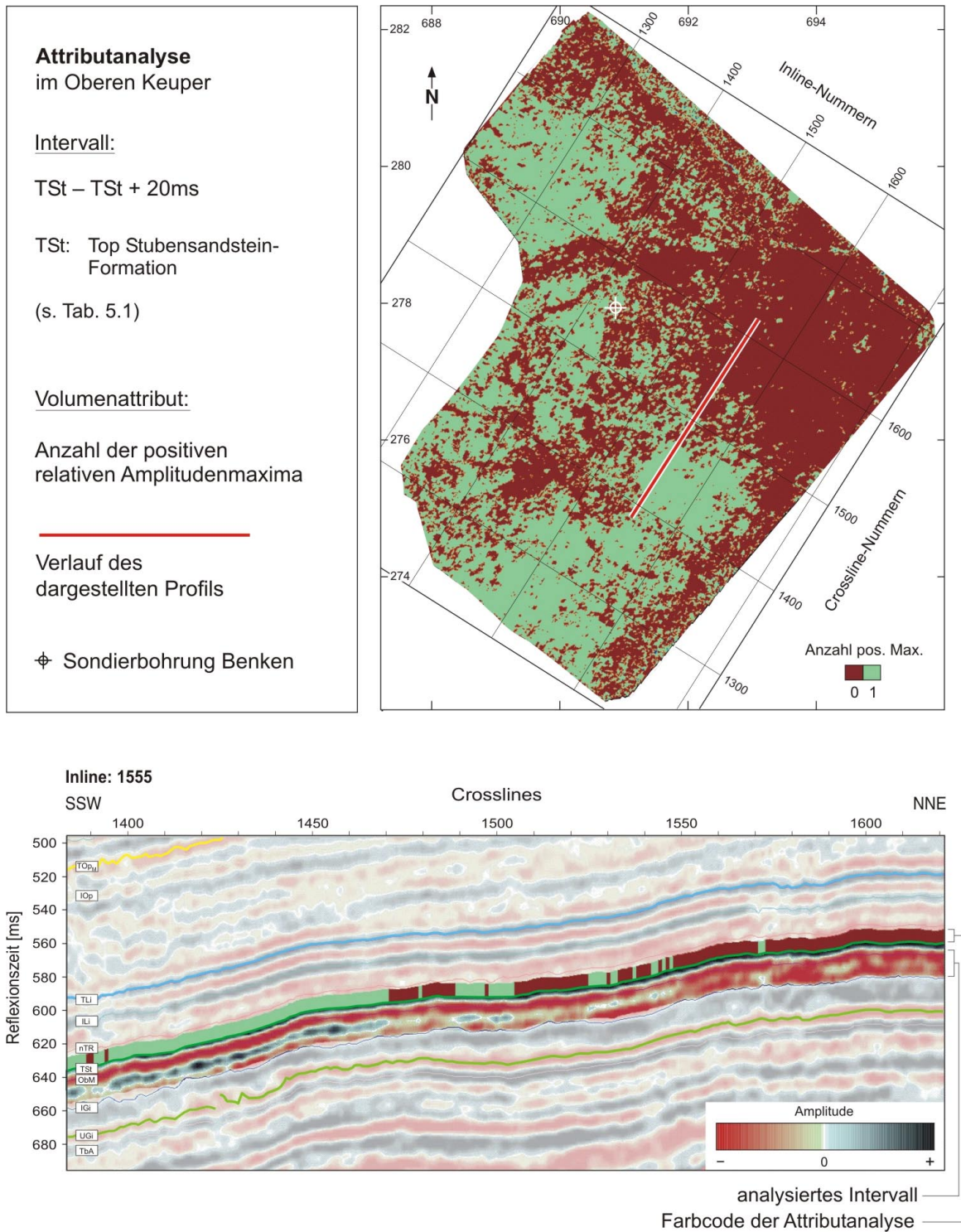


Fig. 5.2: Attributanalyse im Oberen Keuper

Das gewählte Volumenattribut bildet das deutliche Vorhandensein (grün) oder das Verschwinden (braun) eines Reflexionseinsatzes mit positiver Amplitude im Oberen Keuper ab. Den Hauptbeitrag zu diesem Reflexionssignal liefert der Gansinger Dolomit, der gegen Osten auszuweichen scheint (s. Karte). Die Attributkarte und das seismische Profil belegen, dass das Verschwinden der positiven Amplitude nicht mit der zunehmenden Tiefe des analysierten Intervalls gegen Südosten erklärt werden kann.

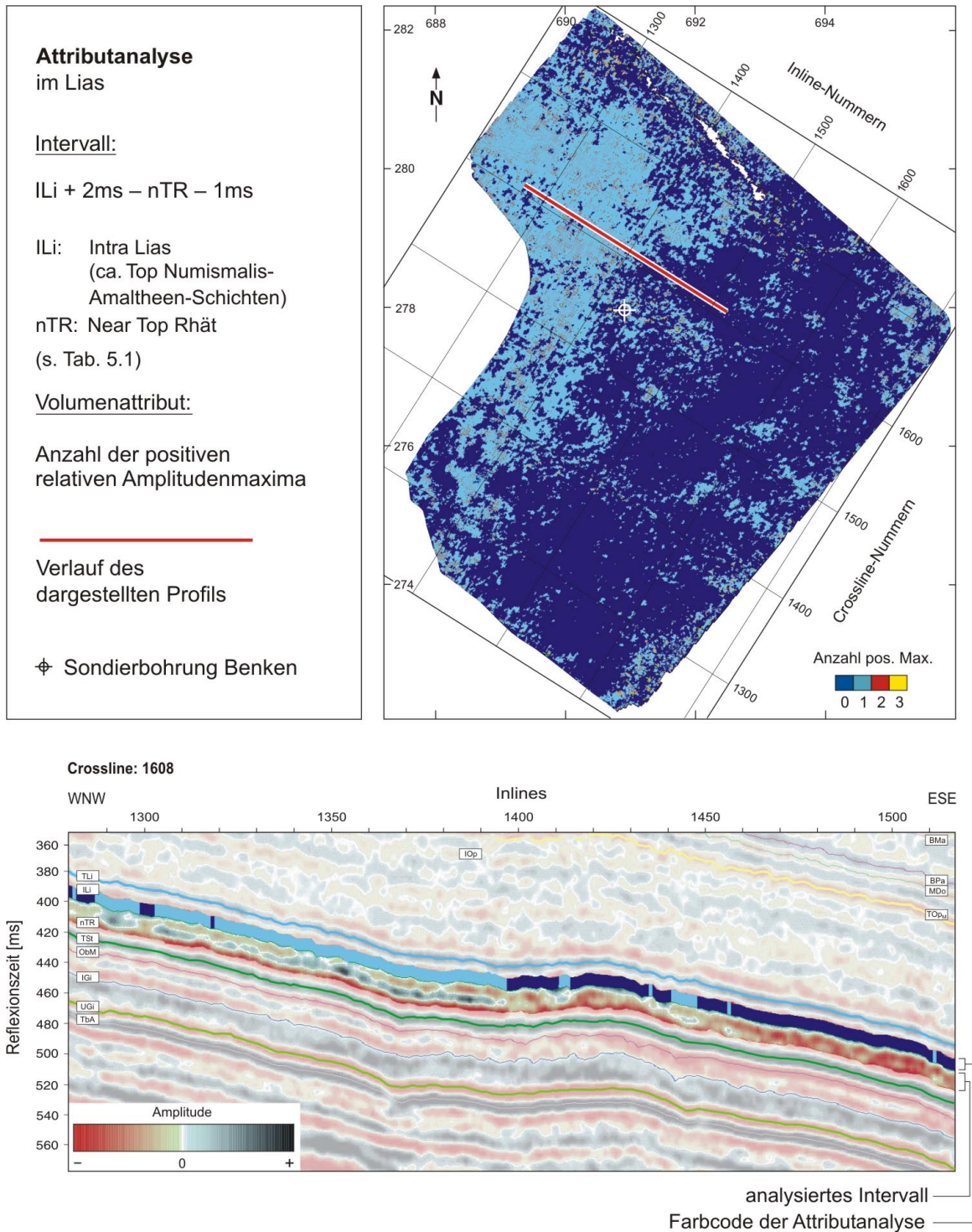


Fig. 5.3: Attributanalyse im Lias

Das gewählte Volumenattribut zeigt das deutliche Vorhandensein (hellblau) oder das Verschwinden (dunkelblau) eines Reflexionseinsetzes mit positiver Amplitude im Lias. Der Hauptbeitrag zu diesem Reflexionssignal liefert der geringmächtige Arietenkalk. Es kann angenommen werden, dass diese Schichtfolge gegen Südosten ausdünt (s. Diskussion in Kap. 5.3).

Fig. 5.4 zeigt die über das gesamte Intervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten gemittelte Absolutamplitude. Auffallend sind v. a. die kontinuierlicheren Reflexionseinsätze und höheren Amplituden im Opalinuston im Südwesten des Messgebiets. In Kap. 5.3 werden die mit der Interpretation dieser Amplitudenanomalie zusammenhängenden Aspekte eingehend diskutiert.

In der Attributkarte von Fig. 5.5 sind für das geringmächtige Intervall Basis Parkinsoni-Württembergica-Schichten (BP_a) – Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (T_{OpM}) die grössten positiven Amplitudenwerte farbcodiert wiedergegeben, die – wie das seismische Profil im unteren Teil der Figur zeigt – aus dem einzigen Reflexionseinsatz mit positiver Amplitude in diesem Intervall stammen. Das Reflexionssignal wird durch einen starken akustischen Impedanzkontrast im Wedelsandstein verursacht. Die im Profil erkennbare Amplitudenzunahme scheint teilweise von der Tiefenlage abhängig zu sein. In der Karte tritt jedoch deutlich eine etwa WSW-ENE streichende Farbtrennung im zentralen Teil des Messgebiets hervor, die ein Dreieck mit erhöhter Amplitude gegen Norden abgrenzt. Diese Amplitudenänderung, verläuft anders als die Tiefenlinien des analysierten Intervalls (vgl. Beil. 4.17), jedoch parallel zum darunterliegenden nördlichen Rand des Permokarbondrogs (Weiach-Trog), wie er von MERCHANT (2000) kartiert wurde (Fig. 4.19). Das Übereinstimmen der beobachteten Amplitudenanomalie mit der Richtung des an der Basis des Mesozoikums kartierten Permokarbondrog-Nordrands deutet auf einen Zusammenhang mit anhaltenden synsedimentären Bewegungen entlang der Permokarbon-Trograndstörungen hin. Die Bewegungen sind allerdings sehr gering. Oberhalb der Basis des Mesozoikums werden entlang dieser Struktur meistens nur flexurartige Neigungsänderungen und geringfügige seismofaziale Änderungen beobachtet.

Fig. 5.6 zeigt den prozentualen Anteil der Amplitudenminima an der Anzahl negativer Abtastwerte im Intervall Basis Mittlere Malmmergel (BM_m) – Basis Malm (BM_a). Obwohl BM_a ein schwierig zu kartierender seismischer Hilfshorizont ist, der nur im Hinblick auf die Tiefenumwandlung ausgewertet wurde, zeigt die laterale Verteilung der Attributwerte deutlich, dass in diesem Intervall Änderungen in W-E-Richtung stattfinden. Die für das gezeigte Beispiel im unteren Malm gewählte, nicht kontinuierliche Farbpalette hebt diesen Trend, der mit einer Mächtigungsabnahme dieses Intervalls gegen Osten zusammenhängt (vgl. Fig. 5.18) zusätzlich hervor. Die Modellierung (s. Kap. 5.2) und regionalen Bohrerergebnisse zeigen, dass die Effinger Schichten den Hauptbeitrag am Ausdünnen dieses Intervalls liefern (erbohrte Mächtigkeit der Effinger Schichten: > 181 m in Riniken, 88 m in Weiach und 14 m in Benken). Die 3D-seismischen Daten erlauben es erstmals, die Richtung dieser Mächtigungsabnahme präzise abzubilden.

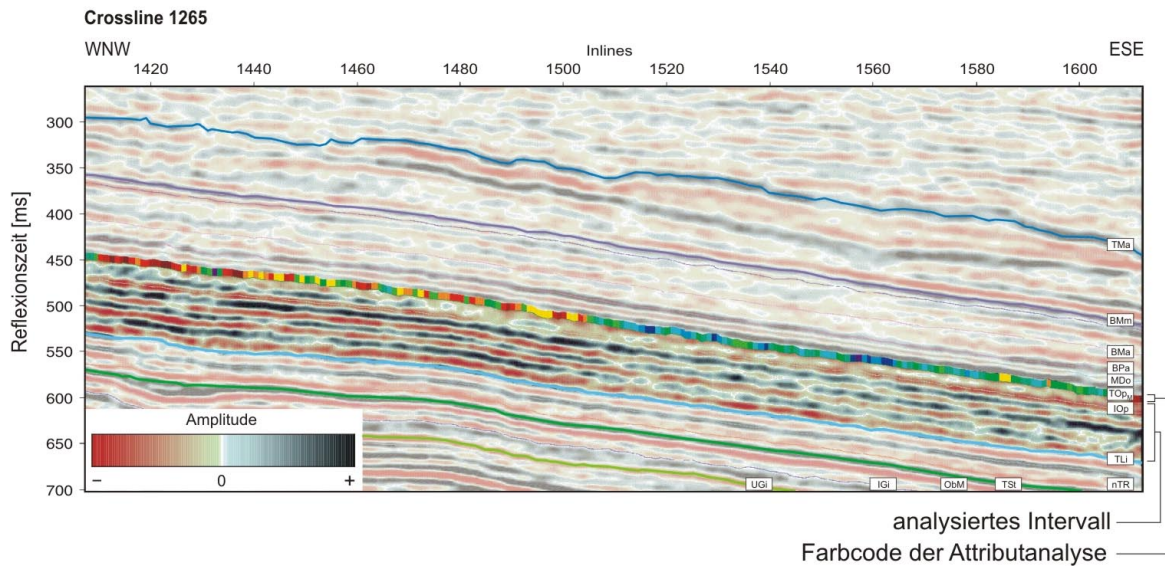
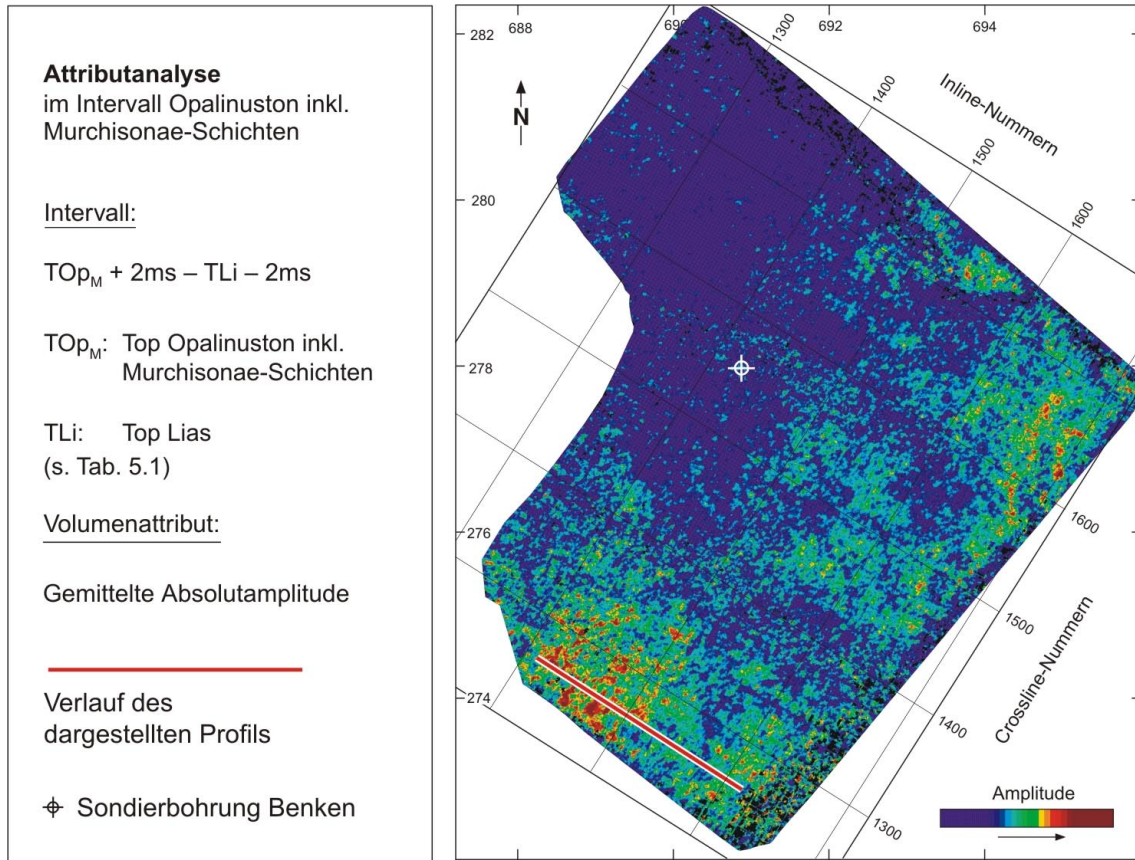


Fig. 5.4: Attributanalyse im Intervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten

Gemittelte Absolutamplitude berechnet über das Intervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (farbcodeiert dargestellt). Warme Farben (gelb, rot) kennzeichnen dabei hohe Absolutamplituden. Der Grund für die Amplitudenzunahme im Südwesten des Messgebiets ist nicht bekannt. Es ist nicht auszuschliessen, dass die Änderungen der an sich schwachen Amplituden dieses Intervalls Ausdruck eines bisher nicht identifizierten Artefakts sind oder aber das Wirtgestein in diesem Gebiet lithologisch stärker strukturiert ist (s. Kap. 5.2).

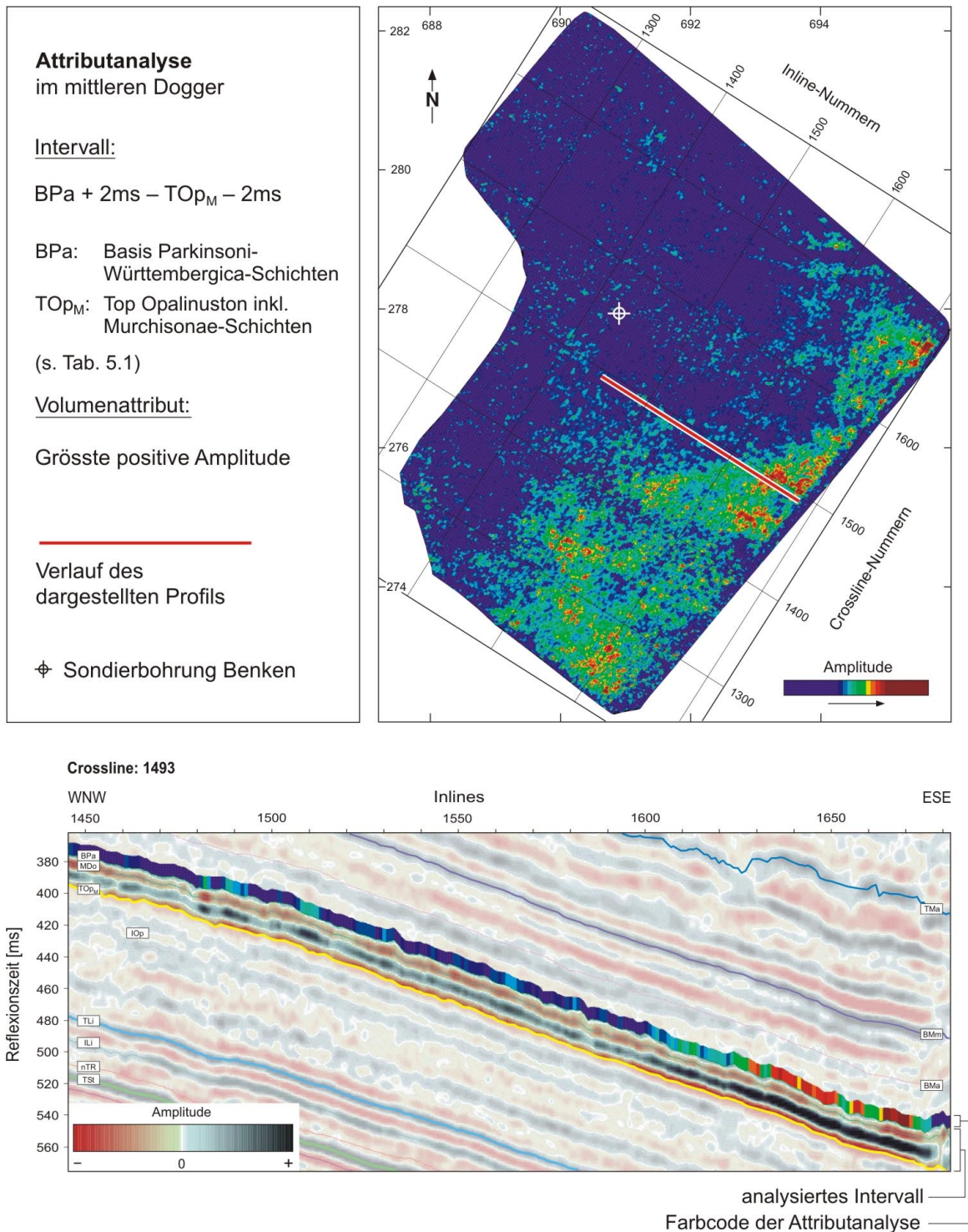


Fig. 5.5: Attributanalyse im mittleren Dogger

Es fällt auf, dass die hohen positiven Amplituden (grün, rot in der Farbcodierung des Attributs) vor allem im Süden des Messgebiets der 3D-Seismik anzutreffen sind. Die deutliche Abgrenzung entlang der Nordgrenze des unter dem Mesozoikum vermuteten Permokarbonatroggs (Fig. 4.19) deutet auf mögliche syndesimentäre Bewegungen im mittleren Dogger hin.

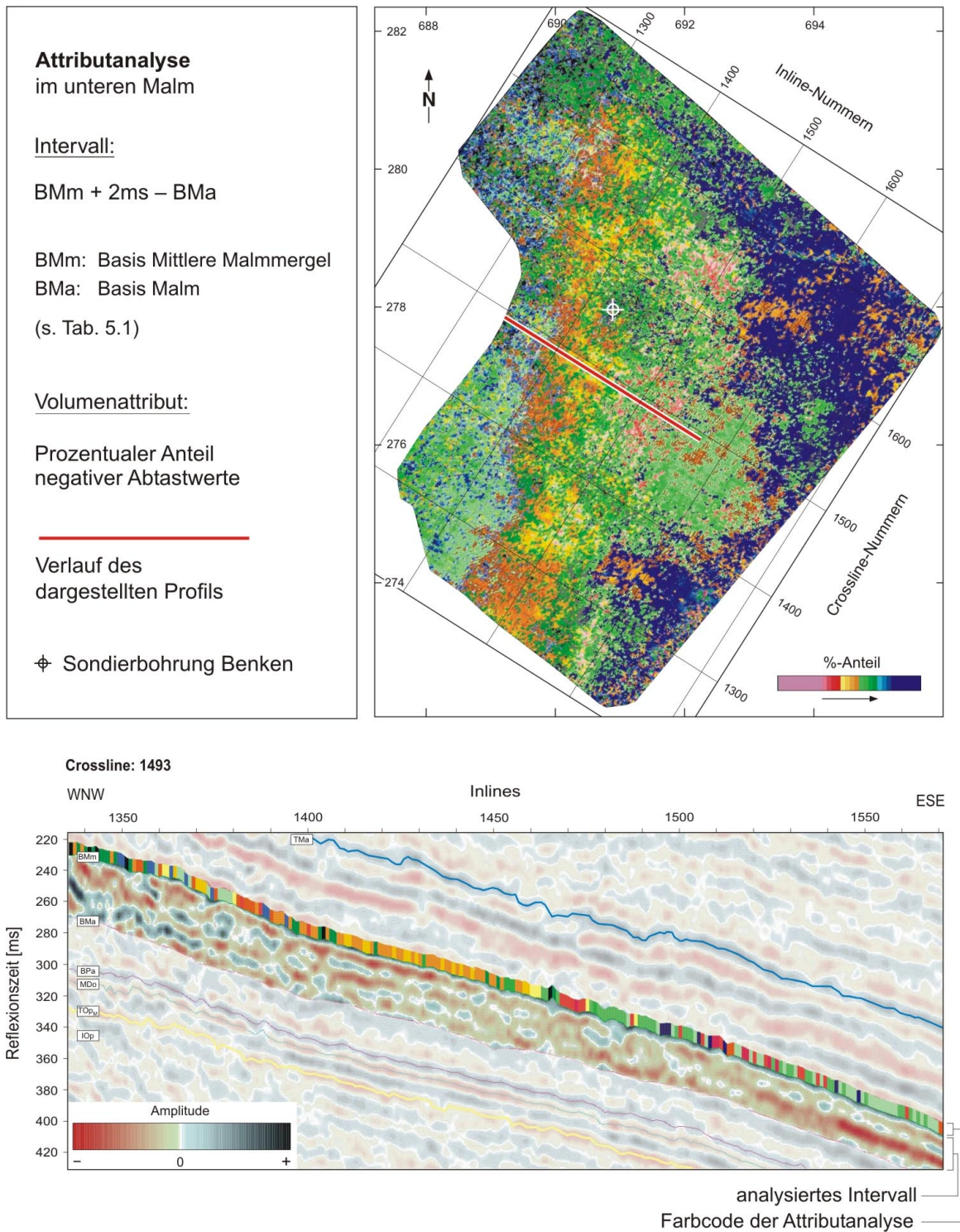


Fig. 5.6: Attributanalyse im unteren Malm

Die etwa NNE-SSW verlaufende Verteilung der Attributwerte ist in der Karte gut zu erkennen. In der seismischen Sektion (unten) ist das Ausdünnen des analysierten Intervalls, für das vor allem die Effinger Schichten verantwortlich gemacht werden, gegen Osten hin deutlich sichtbar.

5.2 Seismische Modellierung

Die Form einer seismischen Spur wird nicht nur von der Lithologie der abgebildeten Schichtfolgen, sondern auch von vielen anderen Faktoren beeinflusst: Unterschiedliche seismische Ankopplungsbedingungen, die Ausbildung der oberflächennahen Lockergesteinsschichten, die Tiefenlage, die dominante Frequenz des registrierten seismischen Signals, der Fluidinhalt der Gesteinsschichten, die gewählten Datenverarbeitungsparameter und nicht zuletzt das mitregistrierte seismische Rauschen können die in der seismischen Spur dargestellten Reflexions-signale beeinflussen. Es gilt, diese möglichen Ursachen auseinander zu halten.

Die bereits diskutierten Attributkarten zeigen die Verteilung verschiedener schichtspezifischer Änderungen der seismischen Spuren innerhalb des 3D-seismischen Datensatzes. Um diese Änderungen nach Möglichkeit lithostratigraphisch interpretieren zu können, wurden seismische Spuren modelliert und mit den Messresultaten verglichen. Diese Methode erlaubt eine qualitative Erfassung der stratigraphischen Änderungen innerhalb des Messgebiets der 3D-Seismik und kam schon im Rahmen der Interpretation der 1991/92 im selben Gebiet gemessenen, regionalen 2D-seismischen Linien zur Anwendung (NAEF et al. 1995).

Die Modellierung der seismischen Abbildungen lithostratigraphischer Sequenzen an ausgewählten Punkten innerhalb des Messgebiets der 3D-Seismik basiert auf den Dichte- und Sonic-Kurven der Sondierbohrung Benken (ALBERT 1999 und NAGRA 2001). Weil die vollständigen Messkurven aufgrund der grossen Datenmenge für eine Modellierung jedoch unhandlich sind, wurde in einem ersten Schritt die hoch auflösende Sonic-Messkurve im interessierenden Bereich, der das Wirtgestein sowie die darüber- und darunterliegenden Rahmengesteine umfasst, in eine Treppenfunktion mit einer vorgegebenen Anzahl Stufen approximiert.

Für die nachfolgende Umwandlung der Dichte-Messkurve wurden dieselben Treppenstufen verwendet. Nach Multiplikation dieser beiden Treppenfunktionen zur Berechnung der akustischen Impedanzfunktion des Modells konnte das synthetische Seismogramm des Startmodells berechnet werden (Fig. 5.7), wie bei der Berechnung des ursprünglichen synthetischen Seismogramms (Kap. 3.1), durch Ableitung (zur Bestimmung der Reflexionskoeffizienten) und anschliessender Faltung («convolution», s. SHERIFF 1991) mit dem Wellenzug, der aus dem 3D-seismischen Datensatz extrahiert worden ist. Die in Fig. 5.8 gezeigte Gegenüberstellung des ursprünglichen synthetischen Seismogramms der Sondierbohrung Benken (basierend auf den vollständigen Dichte- und Sonic-Messkurven) und des synthetischen Seismogramms des Startmodells zeigt, wie gut das aus den Bohrlochmessungen resultierende Reflexionsbild, trotz grosser Vereinfachung, approximiert werden kann.

Die Stufengrenzen des Startmodells stimmen meist sehr gut mit den aus den Bohrkernen der Sondierbohrung Benken bestimmten lithostratigraphischen Grenzen überein. In wenigen Fällen, wie bei der Grenze Dogger/Malm, kann dem erbohrten stratigraphischen Kontakt kein akustischer Impedanzkontrast und deshalb keine Stufengrenze zugeordnet werden. In anderen Fällen können innerhalb einer lithostratigraphischen Einheit, wie etwa im Wedelsandstein, verschiedene Intervalle aufgrund ihrer seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten unterschieden werden.

Die stratigraphische Grenze Murchisonae-Schichten/Opalinuston ist in Benken bekanntlich keine lithologische Grenze, da dort beide Schichtfolgen in toniger Fazies ausgebildet sind (BLÄSI et al. 1999 und NAGRA 2001). Entsprechend wurde beim automatischen Herleiten der Treppenfunktion vom Rechenalgorithmus keine Stufengrenze in dieser Tiefe berechnet (Fig. 5.8).

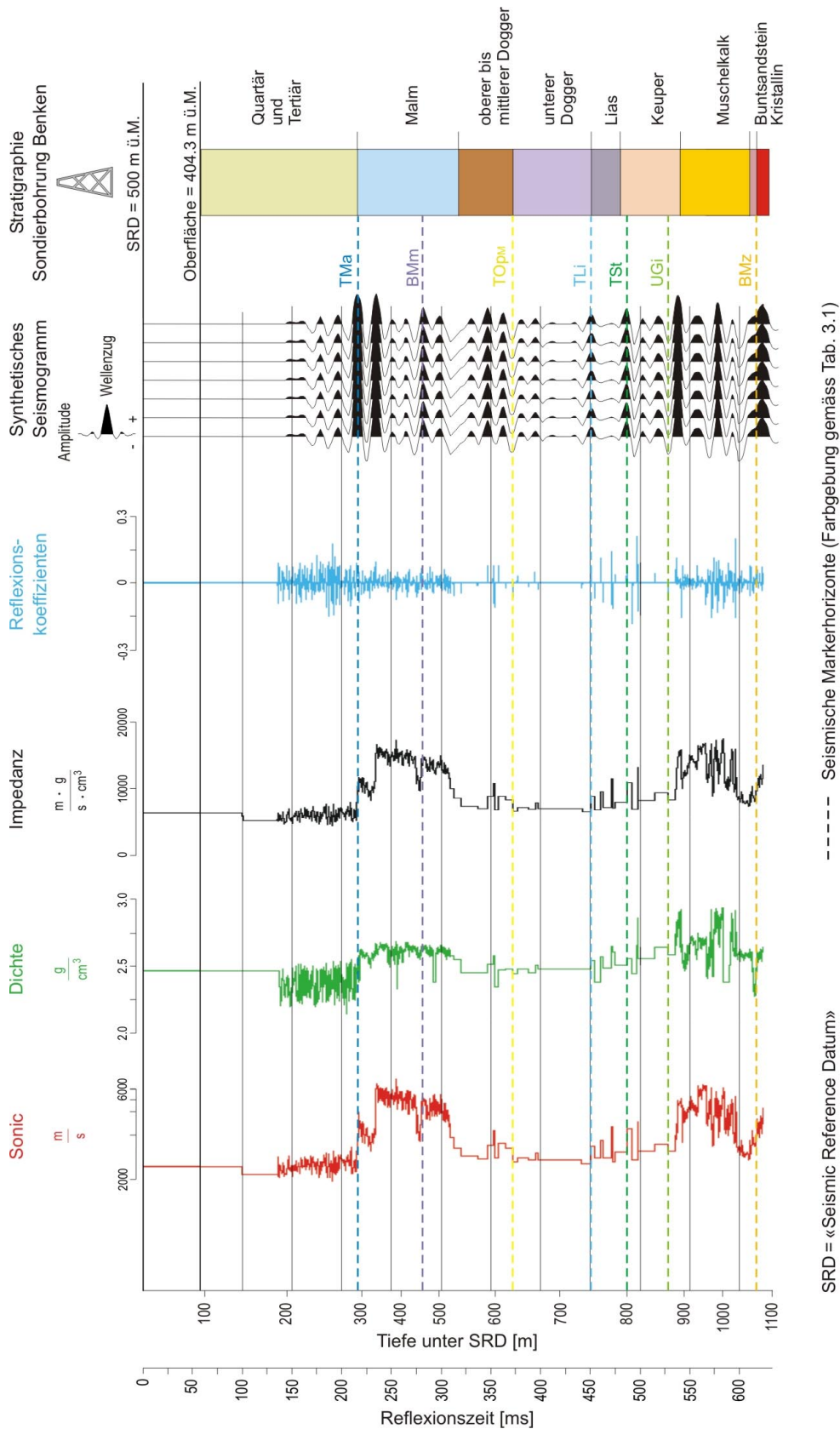


Fig. 5.7: Auf Treppenfunktionen basierendes synthetisches Seismogramm der Sondierbohrung Benken

Herleitung des synthetischen Seismogramms für das Startmodell in Benken. Die Sonic- und Dichte-Messkurven der Sondierbohrung Benken wurden im interessierenden Intervall Wirgestein/Rahmengesteine in Treppenfunktionen umgewandelt, welche die ursprünglichen Kurven (vgl. Fig. 3.1) mit minimalem Informationsverlust approximieren (s. auch Fig. 5.8).

Hinterher wurden im Bereich dieser stratigraphischen Grenze – und an zwei weiteren Stellen im Opalinuston – von Hand zusätzliche Schichtgrenzen (vorerst ohne Geschwindigkeitskontrast) ins Startmodell eingeführt, um bei der späteren Modellierung bei Bedarf Änderungen anbringen zu können (Fig. 5.8). Drei Meter unterhalb der erbohrten Tiefe der stratigraphischen Oberkante des Opalinustons erscheint im Modell eine Grenze mit einem geringen negativen Geschwindigkeitssprung. In Benken fällt diese Grenze mit dem anhand der 3D-seismischen Daten interpretierten Hilfshorizont Intra Opalinuston (IOp) zusammen. Dieser Hilfshorizont ist jedoch aufgrund des sehr geringen akustischen Impedanzkontrasts oft nur schwach ausgeprägt und schwierig zu kartieren.

Die Effinger Schichten wurden als oberstes der zu modellierenden Intervalle gewählt, weil sie in der Sondierbohrung Benken die obere Grenze einer rund 300 m mächtigen Abfolge von hydraulisch gering durchlässigen Schichten (Rahmengesteine) darstellen. Die Oberkante des basalen Anhydrits im unteren Gipskeuper eignet sich mit ihrem grossen akustischen Impedanzkontrast gut als untere Grenze des zu modellierenden Intervalls und entspricht dem untersten Reflexionseinsatz eines relativ gut verfolgbaren Bands von fünf bis sieben Reflexionssignalen, dessen oberstes die Basis des Opalinustons (TLi) darstellt.

An vier ausgewählten Punkten, verteilt im Messgebiet (s. Fig. 5.9), wurden zur Erfassung der lateralen Änderungen seismische Spuren modelliert. Die Lokationen wurden so gewählt, dass die anhand der Attributanalysen (Kap. 5.1) in unterschiedlichen Tiefen festgestellten, seismostratigraphisch überwiegend homogenen Teilgebiete der untersuchten mesozoischen Schichtfolge möglichst optimal erfasst werden. Zusätzlich wurde Wert darauf gelegt, dass die zu vergleichenden seismischen Spuren des 3D-seismischen Datensatzes an diesen Lokationen möglichst frei von seismischem Rauschen und für ihre unmittelbare Umgebung repräsentativ sind. An allen vier Punkten wurde für die Modellierung die in Benken hergeleitete Stufenabfolge (Fig. 5.8) benutzt. Abgesehen von den Eckfrequenzen des für die Modellierung verwendeten Wellenzugs (Wavelet) wurden – ausgehend vom Startmodell in Benken – nur die Mächtigkeiten und die seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten der Intervalle variiert, um mit der Berechnung der synthetischen Seismogramme deren Einfluss auf die reflexionsseismische Abbildung untersuchen zu können.

Zahlreiche Serien von synthetischen Seismogrammen mit systematisch variierten Modellparametern wurden berechnet und mit den entsprechenden seismischen Spuren des 3D-seismischen Datensatzes verglichen. Wie bei jedem Modellierungsverfahren gibt es auch hier oftmals mehrere Modelle, welche die zu interpretierenden Daten erklären können. Zum Beispiel kann zur Vergrösserung des (zeitlichen) Abstands zwischen zwei Reflexionshorizonten bei der Modellierung die Mächtigkeit der dazwischenliegenden Schichten erhöht oder die Werte für die seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten herabgesetzt werden.

Um die Vielzahl der möglichen Variationen einzugrenzen, mussten deshalb weitere Randbedingungen berücksichtigt werden:

- Die regionale stratigraphische Kenntnis, die v. a. auf den Ergebnissen der verschiedenen Tiefbohrungen in der Nordschweiz beruht. So wurden die Daten der interessierenden lithostratigraphischen Einheiten in Form einer Liste kompiliert, aus der ersichtlich ist, welche Variationen in Bezug auf Mächtigkeit oder Lithologie (Dichte und seismische Wellenausbreitungsgeschwindigkeit) erwartet werden können (Tab. 5.3).
- Auch bei lithologisch einheitlichen Schichtabfolgen sind aufgrund der nach Südosten zunehmenden Tiefenlage (und der damit gekoppelten erhöhten Kompaktion) Geschwindigkeitszunahmen zu erwarten. Der Betrag dieser tiefenabhängigen Variationen kann mit Hilfe der regionalen Intervallgeschwindigkeitskarten (vgl. Fig. 4.29) gut abgeschätzt werden.

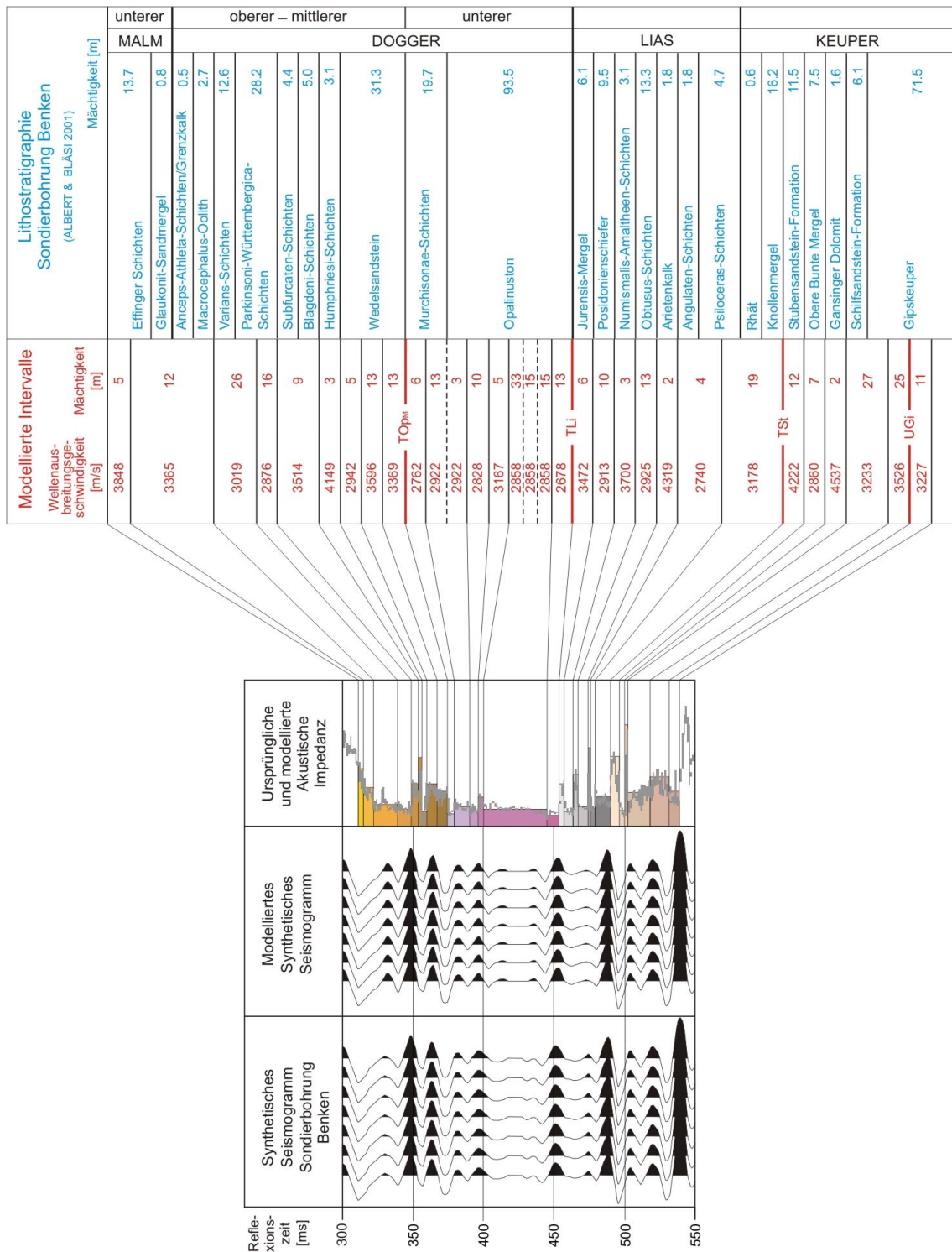


Fig. 5.8: Lithostratigraphische Deutung des Startmodells

Vergleich des Startmodells mit dem ursprünglichen, auf den unbearbeiteten Messkurven basierenden synthetischen Seismogramm der Sondierbohrung Benken und lithostratigraphische Interpretation der approximierten Schichtstufen. Angegebene seismische Markerhorizonte: TO_{pM} (Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten), TLi (Top Lias), TSt (Top Stubensandstein-Formation) und UGi (unterer Gipskeuper).

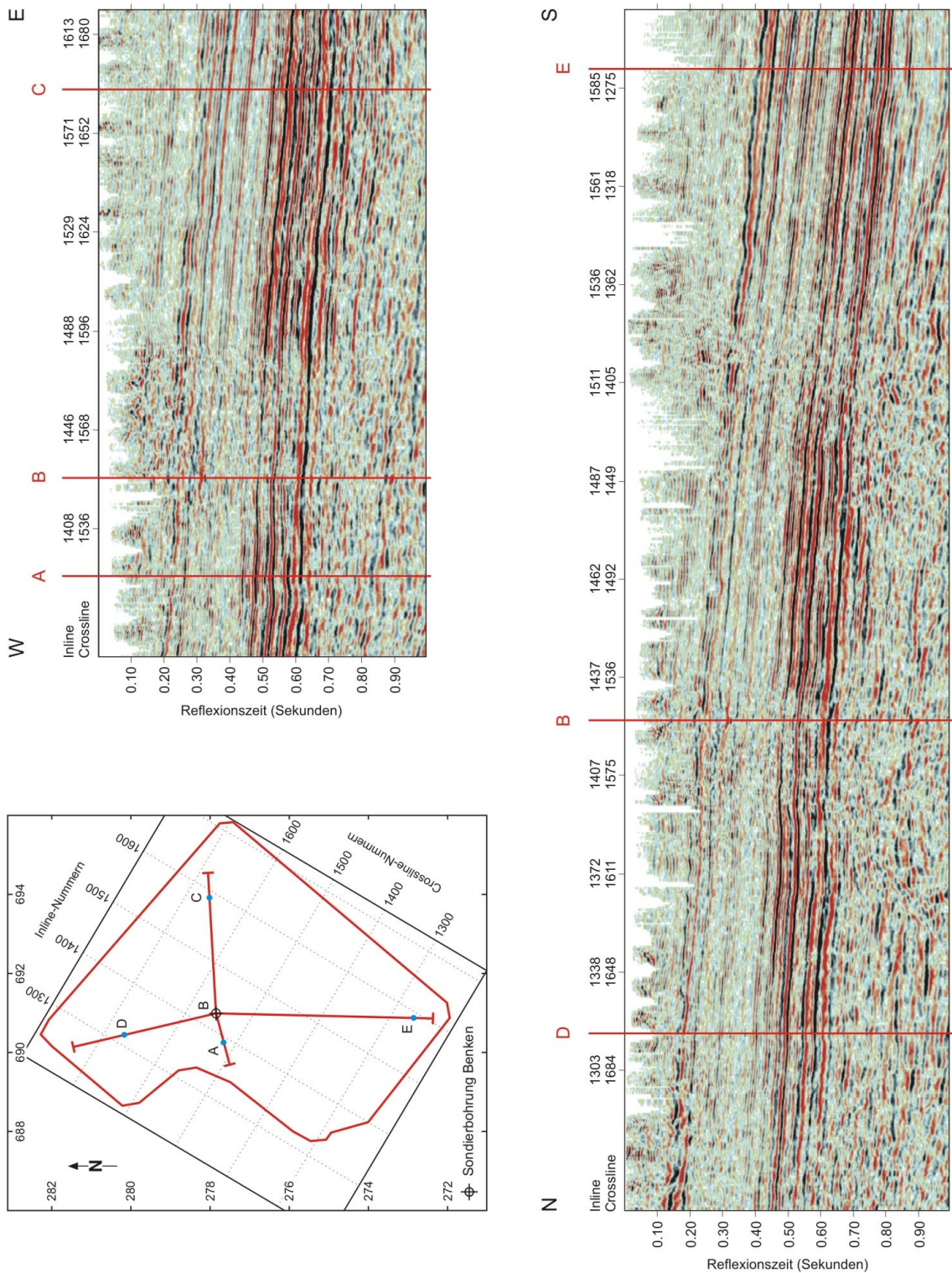


Fig. 5.9: Lage der vier modellierten Punkte abseits der Sondierbohrung Benken

Die Lokationen wurden so ausgewählt, dass die zu vergleichenden seismischen Spuren des Datensatzes repräsentativ für den Charakter der seismischen Abbildung im entsprechenden Gebiet sind und die anhand der Attributanalysen festgestellten, seismostratigraphisch überwiegend homogenen Teilgebiete möglichst optimal erfasst werden. Die beiden dargestellten seismischen Profile verbinden die modellierten Punkte und zeigen den sich ändernden Charakter der seismischen Abbildung der gesamten mesozoischen Schichtfolge im Messgebiet.

Tab. 5.3: Modellierte Intervalle und Randbedingungen abgeleitet aus regionalen stratigraphischen Kenntnissen (H.R. Bläsi, pers. Kommunikation)

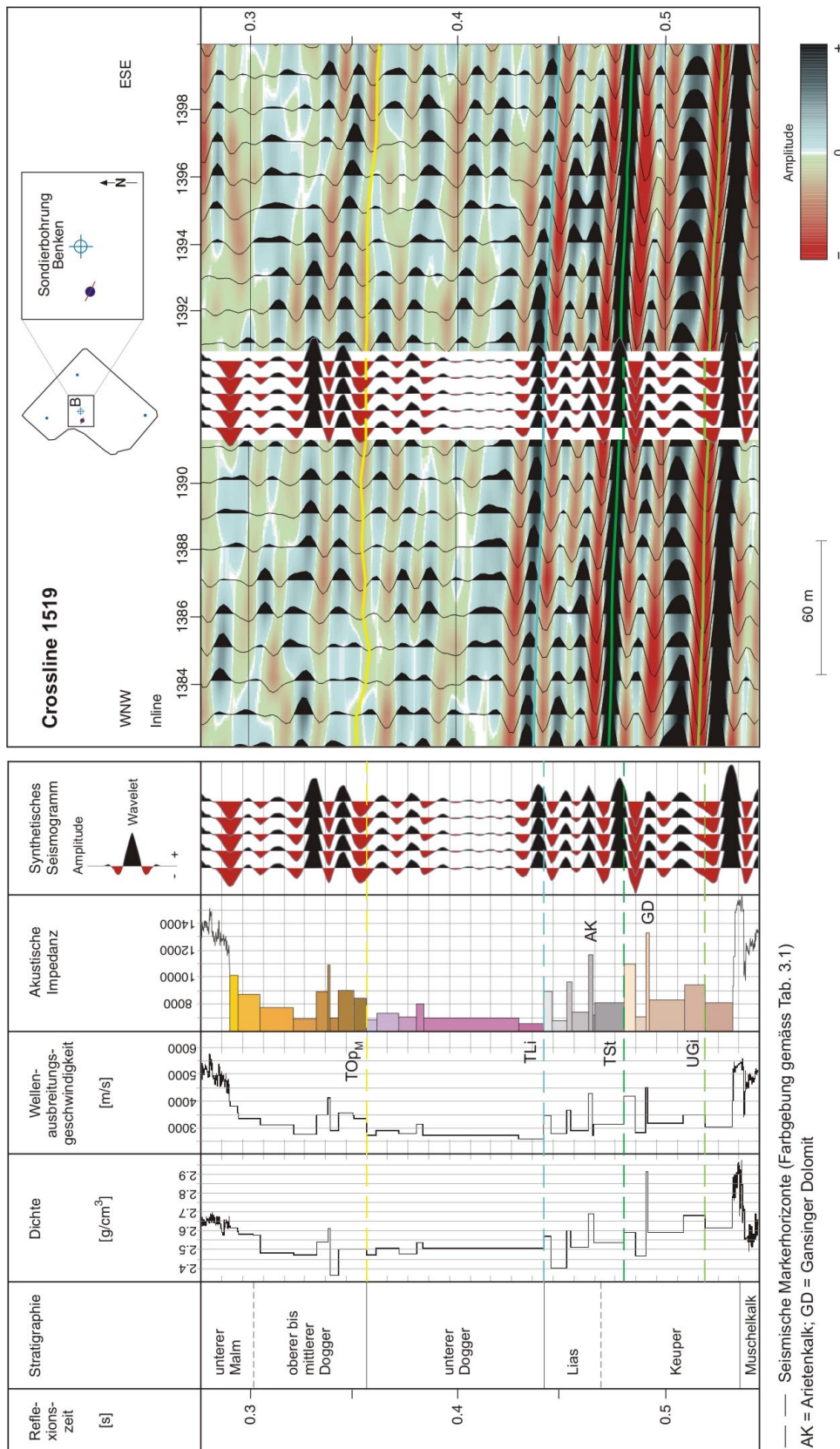
Modellierte Intervalle		Sedimentkörper	Mächtigkeit	Lithologie
unterer Malm	Wohlgeschichtete Kalke	tafelig	konstant	konstant
	Hornbuck-Schichten	keilförmig und Riffkörper	variabel	variabel
	Effinger Schichten	keilförmig	variabel	variabel
	Glaukonit-Sandmergel	tafelig	konstant	konstant
oberer Dogger	Anceps-Athleta-Schichten	linsenförmig	variabel	variabel
	Macrocephalus-Oolith	linsenförmig	variabel	variabel
	Varians-Schichten	tafelig	konstant	konstant
	Parkinsoni-Württembergica-Schichten	tafelig	konstant	konstant
mittl. Dogger	Subfurcaten-Schichten	linsenförmig	variabel	variabel
	Blagdeni-Schichten	tafelig	variabel	konstant
	Humphriesi-Schichten	linsenförmig	variabel	variabel
	Wedelsandstein/Dogger γ	keilförmig	variabel	variabel
unterer Dogger	Murchisonae-Schichten/Dogger β	tafelig und dünenförmig	variabel	variabel
	Opalinuston	tafelig	konstant	konstant-variabel
Lias	Jurensis-Mergel	tafelig	konstant	konstant
	Posidonenschiefer	tafelig	konstant	konstant
	Numismalis-Amaltheen-Schichten	tafelig	konstant	konstant
	Obtusius-Schichten	tafelig	konstant	konstant
	Arietenkalk	linsenförmig	variabel	variabel
	Angulaten-Schichten	linsenförmig	variabel	variabel
	Psiloceras-Schichten	tafelig	konstant	konstant
	Rhät	tafelig und dünenförmig	variabel	variabel
	Knollenmergel	tafelig	variabel	konstant
Keuper	Stubensandstein-Formation	Karbonatbrekzien: linsenförmig	variabel	variabel
		Sandsteine: keil- und rinnenförmig	variabel	variabel
	Obere Bunte Mergel	tafelig	variabel	konstant
	Gansinger Dolomit	linsenförmig	variabel	variabel
	Schilfsandstein-Formation	keil- und rinnenförmig	variabel	variabel
	Gipskeuper	tafelig	konstant	konstant

Fig. 5.10 zeigt die modellierte seismische Spur westlich von Benken (vgl. Fig. 5.9). Dieser Modellierungspunkt liegt ausserhalb der Zone mit reduzierter Datenqualität, in der sich die Sondierbohrung Benken befindet¹⁰. Die Daten zeigen deshalb einen grösseren Anteil an hohen Frequenzen als am Ort der Sondierbohrung. Bei der Berechnung des synthetischen Seismogramms kann hier ein Wellenzug (Wavelet) mit den Eckfrequenzen 2.5 - 10 - 70 - 105 Hz (statt 2.5 - 10 - 60 - 90 Hz wie bei der Sondierbohrung Benken; s. Kap. 3.1) verwendet werden.

Anhand der Fig. 5.10 können einige allgemein gültige Bemerkungen gemacht werden:

- Amplituden von lateral nicht kontinuierlich verfolgbaren Reflexionseinsätzen wurden bewusst nicht modelliert. Es kann angenommen werden, dass solche Signale, wie sie z. B. im unteren Teil der Opalinuston-Sequenz im unteren Dogger erscheinen, ein Ausdruck von seismischem Rauschen oder lateral sehr beschränkter Änderungen der Geologie sind, die für die zu untersuchenden Trends lateraler seismostratigraphischer Änderungen im Messgebiet nicht relevant sind.
- Während die Untergrenze des gesamten modellierten Intervalls – wie schon erwähnt – einem deutlichen akustischen Impedanzsprung entspricht, bei dem darunterliegende interferierende Reflexionselemente vernachlässigbar sind, ist die obere Grenze weniger deutlich ausgebildet und daher schwieriger zu modellieren. Es handelt sich dabei um eine langsame Abnahme der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten im unteren Malm, wobei die durch das Modell nicht mehr berücksichtigten hohen Geschwindigkeiten der darüberliegenden Wohlgeschichteten Kalke unweigerlich zu einem ausgeprägten negativen akustischen Impedanzkontrast (rot eingefärbte negative Amplitude) führen, der in den 3D-Seismik-Daten nicht immer in derselben Deutlichkeit auftritt.
- Nur wenige, mächtige Stufen der Treppenfunktionen des Modells sind im synthetischen Seismogramm mit eigenen Reflexionseinsätzen an der Ober- und Unterkante identifizierbar. Aufgrund der meistens nahe beieinander liegenden Stufengrenzen und der beschränkten Auflösung der Messmethode ist die seismische Abbildung oft das Resultat einer Überlagerung (Interferenz) mehrerer Reflexionssignale. Schon kleine laterale Mächtigkeitsänderungen im Messgebiet können das Interferenzbild der Reflexionssignale verändern, so dass geringmächtige Stufen trotz deutlichem akustischem Impedanzkontrast an verschiedenen Orten einen unterschiedlichen seismischen Charakter aufweisen.

¹⁰ Die Zone reduzierter Datenqualität bei Benken konnte durch Verwendung des Walkaway-VSPs überbrückt und die Befunde der Sondierbohrung Benken problemlos auf den 3D-seismischen Datensatz übertragen werden.



Modellierte seismische Spur westlich der Sondierbohrung Benken, ausserhalb der Zone mit reduzierter Datenqualität. Die seismischen Markerhorizonte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M) und Top Lias (TLi) sind gegenüber ihrer ursprünglich interpretierten Position (BIRKHÄUSER et al. 1999) um +2 bzw. +3 ms verschoben, um der in der Sondierbohrung Benken beobachteten und aus der Modellierung resultierenden Lage der entsprechenden lithostratigraphischen Grenzen in der Seismik Rechnung zu tragen.

Fig. 5.10: Korrelation der modellierten seismischen Spur im Westen

In Fig. 5.11 ist die Abfolge der Sedimentgesteine in einer grösseren Tiefenlage östlich der Sondierbohrung Benken abgebildet. Im Intervall Top Lias – Basis Keuper sind nur noch fünf (statt wie in Fig. 5.10 sieben) Reflexionseinsätze mit positiver Amplitude abgebildet. Wie in Kap. 5.1 ausgeführt, kann aber nicht nur die grössere Tiefenlage für das Verschwinden zweier Reflexionssignale verantwortlich gemacht werden. Das Auskeilen des Gansinger Dolomits und eine geringere Mächtigkeit des Arietenkalks sind nötig, um diese Unterschiede erklären zu können. Die beiden Horizonte sind zwar geringmächtig, da sie aber gegenüber dem Liegenden und dem Hangenden einen starken akustischen Impedanzkontrast aufweisen, beeinflussen sie das Reflexionsbild in diesem Laufzeitbereich massgeblich. Die Mächtigkeit der Stubensandstein-Formation ist grösser geworden und führt dazu, dass nun die Oberkante dieser Schichtfolge (TSt), beim ersten modellierten Punkt westlich der Sondierbohrung Benken (Fig. 5.10), exakt mit dem Maximum der positiven Amplitude, also mit dem interpretierten seismischen Horizont übereinstimmt.

Fig. 5.12 zeigt die Modellierung des am tiefsten gelegenen Punkts im Süden des Messgebiets der 3D-Seismik. Auffallend sind hier die vergleichsweise hohen Amplituden und die grosse Kontinuität der Reflexionseinsätze im Opalinuston. Um dieses Reflexionsbild in den synthetischen Seismogrammen zu erhalten, musste im Modell eine stärkere Strukturierung des Opalinuston-Intervalls eingeführt werden. Trotz der für das Messgebiet grossen Tiefenlage scheint der Anteil an hohen Frequenzen gegenüber den weiter nördlich gelegenen Punkten nicht kleiner geworden zu sein. Dies ist ein Hinweis, dass das Reflexionsbild durch Artefakte beeinflusst sein könnte.

In Fig. 5.13 ist schliesslich die Korrelation zwischen dem modellierten synthetischen Seismogramm und den 3D-seismischen Daten für den nördlichsten Punkt mit geringer Tiefenlage dargestellt. Der Opalinuston zeigt sich hier wieder mehrheitlich transparent, mit kurzen, lateral nicht zusammenhängenden Reflexionselementen, denen keine stratigraphische Bedeutung zugemessen wird (s. Bemerkungen zu Fig. 5.10).

Die im vorliegenden Kapitel beschriebene Modellierung hat gezeigt, dass die bei der Auswertung der 3D-seismischen Daten interpretierten Phasen der seismischen Signale (Amplitudenmaximum, -minimum oder Nulldurchgang) nicht überall exakt mit den jeweiligen, in der Sondierbohrung Benken erfassten, lithostratigraphischen Grenzen übereinstimmen. Diese Diskrepanzen können korrigiert werden, sofern die Verschiebungen zwischen interpretierter Phase einerseits und stratigraphischer Grenze andererseits, im ganzen Messgebiet der 3D-Seismik ungefähr konstant sind. Dies kann jedoch nur anhand der Sondierbohrung Benken und der vier modellierten Punkte beurteilt werden.

Die Verschiebung beim Horizont Top Lias (TLi) ist systematisch und beträgt für alle fünf Punkte durchschnittlich plus drei Millisekunden. Im Anschluss an die vollständige Analyse der vom Amplitudenmaximum abhängigen Attribute wurde dieser Horizont entsprechend kopiert und um +3 ms verschoben im Datensatz abgespeichert. Beim Horizont Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOp_M) ist ebenfalls eine Unstimmigkeit festzustellen, die durchschnittlich aber nur plus zwei Millisekunden beträgt. Auch hier wurde der ursprünglich anhand des Amplitudenminimums interpretierte und ausgewertete Horizont kopiert und entsprechend verschoben im Datensatz abgespeichert.

Der seismische Charakter der Oberkante der Stubensandstein-Formation (TSt) weicht, wie gezeigt, je nach Mächtigkeit vom Amplitudenmaximum ab. Diese Abweichung ist aber im Messgebiet nicht systematisch, weshalb der ursprünglich interpretierte Horizont in seiner Lage unverändert beibehalten wurde. Die damit verbundene Unsicherheit, die in diesem Fall nicht eliminiert werden kann, beträgt bei den modellierten Punkten maximal 2.5 ms (also ungefähr 5 m).

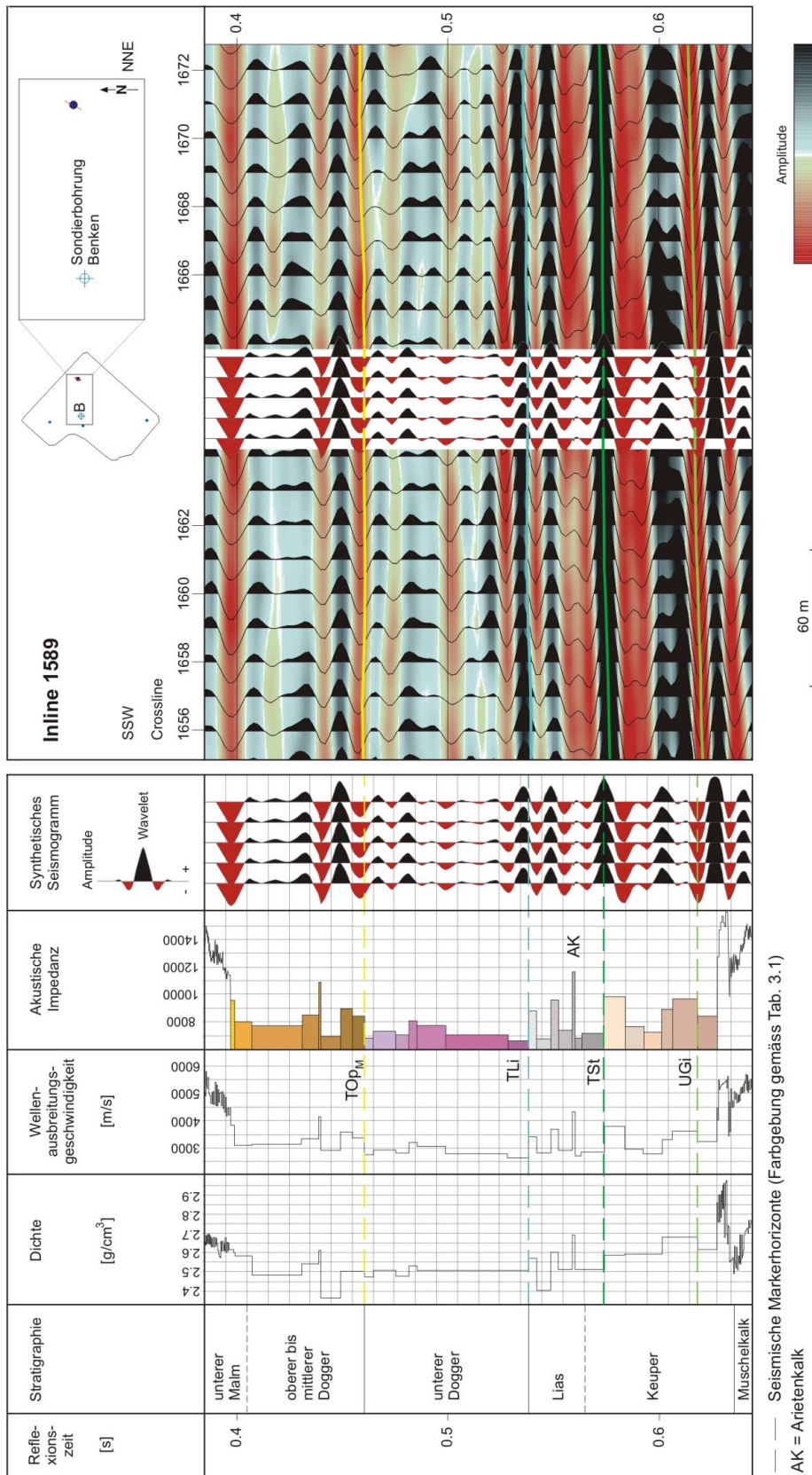


Fig. 5.11: Korrelation der modellierten seismischen Spur im Osten

Modellierte seismische Spur östlich der Sondierbohrung Benken. Die seismischen Markerhorizonte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M) und Top Lias (TLi) sind gegenüber ihrer ursprünglich interpretierten Position (BIRKHÄUSER et al. 1999) um +2 bzw. +3 ms verschoben, um der in der Sondierbohrung Benken beobachteten und aus der Modellierung resultierenden Lage der entsprechenden lithostratigraphischen Grenzen in der Seismik Rechnung zu tragen.

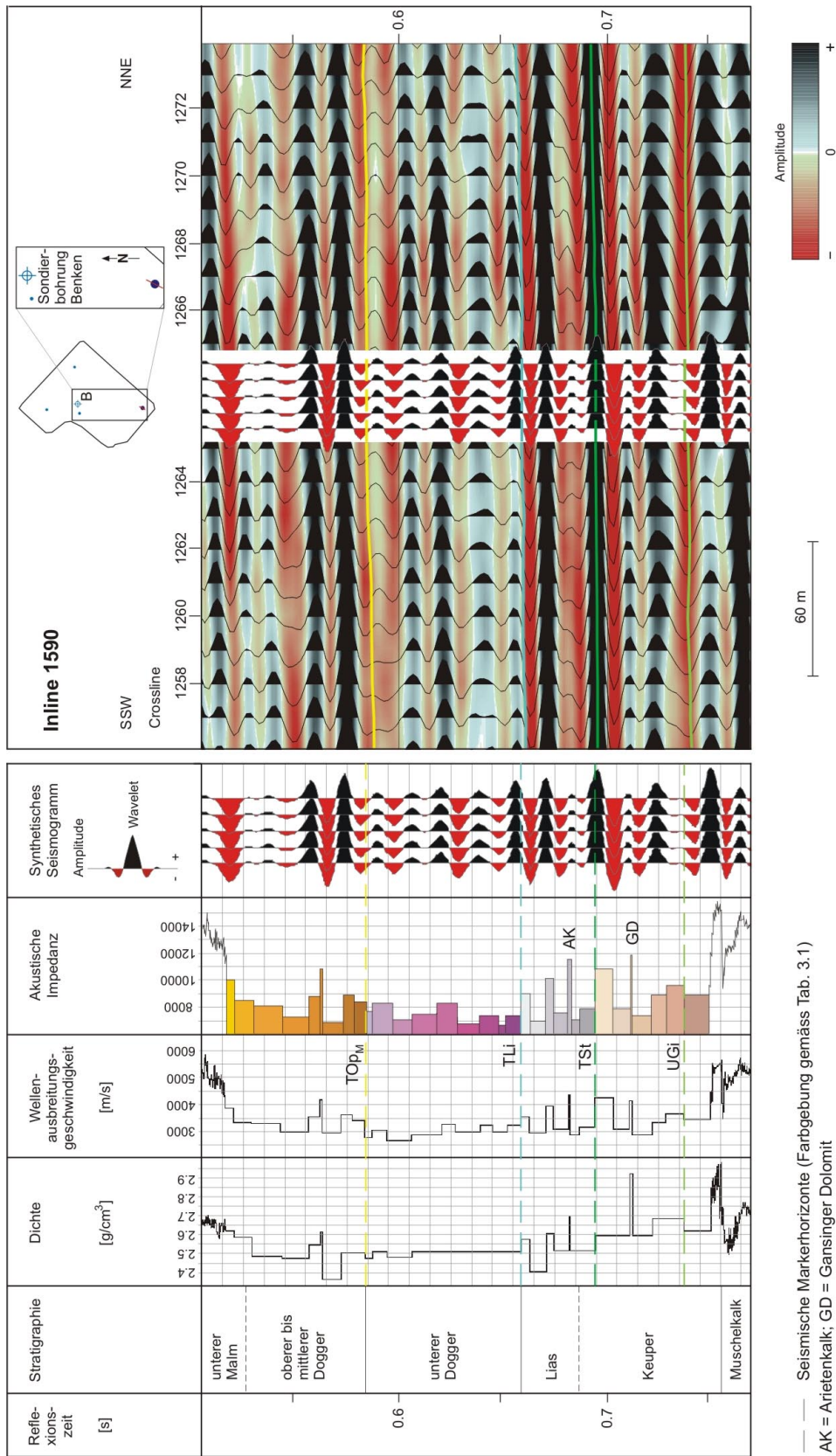


Fig. 5.12: Korrelation der modellierten seismischen Spur im Süden

Modellierte seismische Spur im Süden des Messgebiets der 3D-Seismik. Dies ist der tiefste der vier modellierten Punkte. Die seismischen Markerhorizonte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M) und Top Lias (TLi) sind gegenüber ihrer ursprünglich interpretierten Position (BIRKHÄUSER et al. 1999) um +2 bzw. +3 ms verschoben, um der in der Sondierbohrung Benken beobachteten und aus der Modellierung resultierenden Lage der entsprechenden lithostratigraphischen Grenzen in der Seismik Rechnung zu tragen.

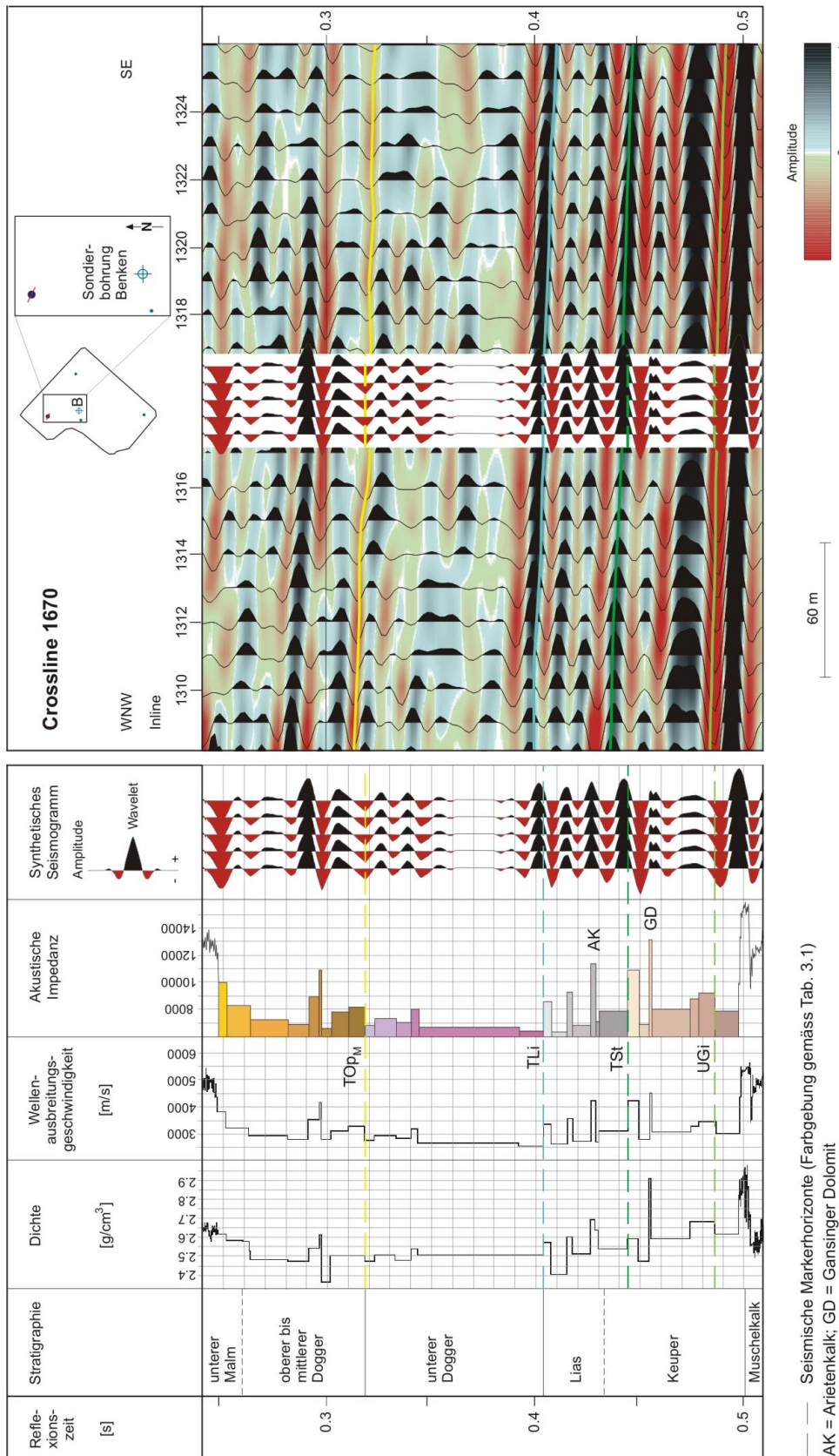


Fig. 5.13: Korrelation der modellierten seismischen Spur im Norden

Modellierte seismische Spur im Norden des Messgebiets der 3D-Seismik in geringerer Tiefenlage. Die seismischen Markerhorizonte Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten (TOP_M) und Top Lias (TLi) sind gegenüber ihrer ursprünglich interpretierten Position (BIRKHAUSER et al. 1999) um +2 bzw. +3 ms verschoben, um der in der Sondierbohrung Benken beobachteten und aus der Modellierung resultierenden Lage der entsprechenden lithostratigraphischen Grenzen in der Seismik Rechnung zu tragen.

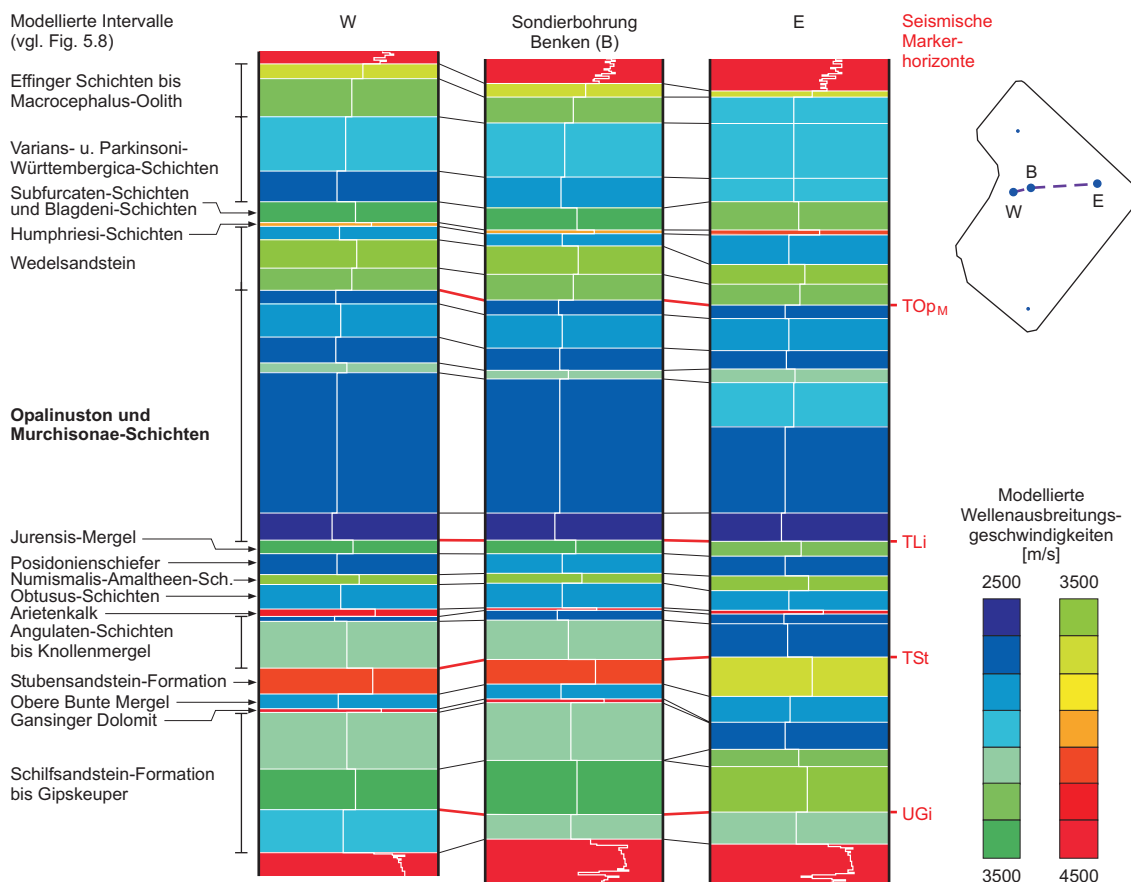


Fig. 5.14: Seismostratigraphische Änderungen von Westen nach Osten

Schematische Darstellung der modellierten Mächtigkeits- und Geschwindigkeitsverteilung in der Sondierbohrung Benken und den beiden untersuchten Punkten westlich und östlich davon (vgl. Fig. 5.7, 5.10 und 5.11). Die modellierten Intervalle bei Benken und die entsprechenden seismischen Markerhorizonte sind in Fig. 5.8 näher beschrieben.

5.3 Interpretation der lithostratigraphischen Verhältnisse im Intervall Effinger Schichten bis unterer Gipskeuper

Die Fig. 5.14 und 5.15 fassen die Änderungen gegenüber dem Startmodell in Benken zusammen, die nötig waren, um die mit dem 3D-seismischen Datensatz übereinstimmenden synthetischen Seismogramme der Fig. 5.10 bis 5.13 zu erzielen. Die vertikalen, eindimensionalen Profile geben Hinweise auf die Lithostratigraphie an den vier modellierten, für ihre unmittelbare Umgebung repräsentativen Punkten. Zusammen zeigen sie die generellen Trends der lithostratigraphischen Änderungen, die aus den 3D-seismischen Daten abgeleitet werden können. Selbstverständlich darf zwischen den modellierten Punkten – in der Erwartung, eine exakte Lithostratigraphie für den dazwischenliegenden Bereich ableiten zu können – nicht linear interpoliert werden. Die durchgeführte Modellierung gibt nur qualitative Anhaltspunkte, wie sich die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse im Messgebiet der 3D-Seismik möglicherweise ändern. Die aus den Ergebnissen abgeleiteten Aussagen müssen aus verschiedenen Gründen mit Vorsicht beurteilt werden. Zum einen sind, wie bereits oben aufgeführt, mehrere Faktoren für die Form der hier analysierten Amplituden der seismischen Abbildungen verantwortlich, und es ist trotz entsprechender Tests nicht immer möglich, die geologischen Ursachen unabhängig von anderen Beeinflussungen abzuklären. Zum anderen bleibt bei der Modellierung

eine gewisse Unschärfe bestehen: Selbst bei der guten Übereinstimmung zwischen dem auf den Stufenfunktionen basierenden synthetischen Seismogramm (Fig. 5.8) und dem für den Vergleich herangezogenen Vertikalen Seismischen Profil (VSP) in Benken gibt es kleine Unstimmigkeiten, die – würden die Verhältnisse der Sondierbohrung Benken mit einer seismischen Spur des VSPs modelliert – zu abweichenden Ergebnissen führten. Schliesslich sind auch die als Randbedingungen eingeflossenen Annahmen über regional zu erwartende lithostratigraphische Änderungen (Tab. 5.3) und Variationen der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten (Tab. 4.3) mit Unsicherheiten behaftet.

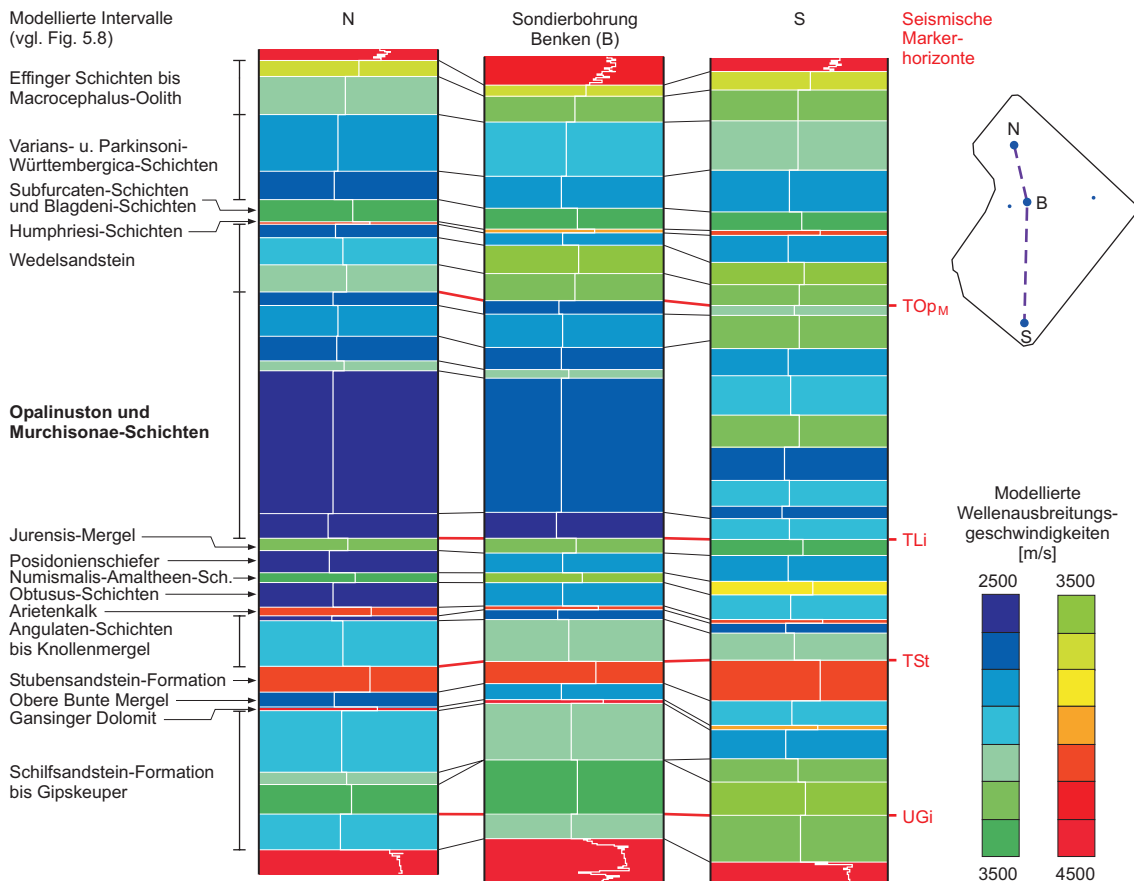


Fig. 5.15: Seismostratigraphische Änderungen von Norden nach Süden

Schematische Darstellung der modellierten Mächtigkeits- und Geschwindigkeitsverteilung in der Sondierbohrung Benken und den beiden untersuchten Punkten nördlich und südlich davon (vgl. Fig. 5.7, 5.12 und 5.13). Die modellierten Intervalle bei Benken und die entsprechenden seismischen Markerhorizonte sind in Fig. 5.8 näher beschrieben.

Im Folgenden werden die anhand der Modellierung untersuchten lateralen Änderungen im seismischen Datensatz und ihre möglichen Ursachen in stratigraphisch aufsteigender Reihenfolge diskutiert.

- **Gipskeuper und Schilfsandstein-Formation:** Angaben über den Gipskeuper als Ganzes sind schwierig, da sowohl die genaue Oberkante wie auch die Basis von der Modellierung nicht als Blockgrenzen erfasst wurden. Über interne Mächtigkeits- und Geschwindigkeitsvariationen im Gipskeuper und der Schilfsandstein-Formation können keine verlässlichen Angaben gemacht werden.

- **Gansinger Dolomit:** Dieser scheint gegen Osten allmählich auszudünnen oder gar zu verschwinden. Nur so kann das Reflexionsbild von Fig. 5.11, am östlichen Modellierpunkt erklärt werden. Die in der Sondierbohrung Benken nur knapp zwei Meter mächtige Schichtfolge prägt, dank ihrem starken akustischen Impedanzkontrast zum Liegenden und Hangenden, das Reflexionsbild in diesem Tiefen- bzw. Laufzeitbereich. Ob der Gansinger Dolomit gegen Osten ganz verschwindet oder ob seine Mächtigkeit derart gering wird, dass er trotz des grossen akustischen Impedanzkontrasts durch die Seismik nicht mehr detektiert wird, kann anhand der Modellierung nicht beantwortet werden. Die Attributkarte von Fig. 5.2 muss nun dahingehend interpretiert werden, dass die beiden Farben in dieser Karte nicht überall strikt mit der Präsenz (oder dem Fehlen) des Gansinger Dolomits korrelierbar sind. Die Karte zeigt lediglich den Trend zu geringeren Mächtigkeiten des Gansinger Dolomits gegen Osten hin.
- **Obere Bunte Mergel:** Sie scheinen gegen Südosten und somit gegen grössere Tiefen hin mächtiger zu werden. Dies ergibt sich aus dem Reflexionsbild und aus den Randbedingungen (Tab. 5.3), die für dieses Intervall eine konstante Lithologie (also nach Südosten, gegen grössere Tiefen hin, regional zunehmende seismische Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten) aber variierende Mächtigkeiten vorsahen. Ohne diese Randbedingungen hätten die seismischen Spuren ebensogut mit konstanter Mächtigkeit aber mit regional anormal zunehmenden Geschwindigkeiten modelliert werden können; dies hätte einen Fazieswechsel impliziert.
- **Stubensandstein-Formation:** Für diese Schichtfolge waren aus den regionalen Kenntnissen sowohl Mächtigkeits- als auch Faziesänderungen als möglich erachtet worden (Tab. 5.3). Die Modellierung zeigt, dass die Mächtigkeit der Stubensandstein-Formation gegen Südosten zunimmt, gleichzeitig könnte in dieser Richtung aber auch die Fazies ändern. Die Sondierbohrung Benken hat eine für nordschweizerische Verhältnisse vergleichsweise grosse Mächtigkeit der Stubensandstein-Formation angetroffen. Dennoch scheint die Mächtigkeit dieser Schichtfolge im 3D-seismischen Messgebiet gegen Osten und Süden noch zuzunehmen.
- **Knollenmergel und Rhät:** Das in der Sondierbohrung Benken nur 0.6 m mächtige Rhät ist in der Modellierung Teil eines 19 m grossen Intervalls (Fig. 5.8), dessen Mächtigkeit gegen Süden abzunehmen scheint. Ob diese Abnahme vollständig den gemäss den Randbedingungen (Tab. 5.3) lateral zu Mächtigkeitsvariationen neigenden Knollenmergeln zuzuschreiben ist, kann nicht beantwortet werden.
- **Psiloceras-Schichten und Angulatenschichten:** In Benken konnten diese beiden Schichten nicht getrennt modelliert werden (Fig. 5.8). Das aus der Modellierung resultierende Ausdünnen dieses Intervalls gegen Nordwesten ist nicht sehr gut belegt und deshalb mit Vorsicht zu betrachten.
- **Arietenkalk:** Der Arietenkalk stellt, wie der Gansinger Dolomit, ein dünnes Intervall mit hoher akustischer Impedanz dar, das sich vom Hangenden und Liegenden deutlich abhebt und deshalb vom Treppenfunktions-Algorithmus trotz seiner geringen Mächtigkeit als eigenständiges Intervall ausgeschieden wurde. Dort wo er kalkig ausgebildet ist, prägt der Arietenkalk das Reflexionsbild. Im Nordwesten tritt er als zwischenliegender Reflexions-einsatz mit positiver Amplitude (s. Fig. 5.10 und 5.13) deutlicher in Erscheinung. Gegen Südosten wird er entweder geringmächtiger (wie modelliert, s. Fig. 5.14 und 5.15) oder seine Ausbildung wird sandiger: Diese beiden Alternativen kommen aufgrund der regionalen Erkenntnisse in Betracht, wobei allerdings die erste wahrscheinlicher ist, da die Mächtigkeit des in der Region der Wutach noch 5 m mächtigen Arietenkalks in der Sondierbohrung Benken nur noch 2 m und in Herdern weniger als 1 m beträgt. Ähnliche Beobachtungen wurden schon bei der Modellierung der 2D-Seismik entlang der Linie 91-NO-68

gemacht (NAEF et al. 1995). Der Arietenkalk liefert den Hauptbeitrag zum Reflexions-signal, welches durch das Volumenattribut von Fig. 5.3 im Intervall ILi – nTR abgebildet wird. Auch wenn der Farbwechsel, der das Verschwinden des Arietenkalks in Fig. 5.3 markiert, nicht exakt mit dem Verlauf der Tiefenlage übereinstimmt, mag der kaum zu quantifizierende geringe Verlust an hohen Frequenzen gegen grössere Tiefen hin bei diesem Wechsel des seismischen Charakters auch eine Rolle spielen.

- **Obtusus-Schichten, Numismalis-Amaltheen-Schichten, Posidonienschiefer, Jurensis-Mergel:** Bei dieser Schichtfolge im Lias wurden keine lateralen Änderungen innerhalb des wenig ausgedehnten 3D-seismischen Messgebiets erwartet (Tab. 5.3). Indessen muss bei der Modellierung entweder eine geringfügige Mächtigkeits- oder eine anormale Geschwindigkeitszunahme gegen Südosten eingeführt werden, die kleiner ist als der Einfluss der zunehmenden Tiefenlage, um den seismischen Spuren im Süden und im Osten Rechnung zu tragen.
- **Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten:** In der Sondierbohrung Benken wurden die über dem Opalinuston liegenden Murchisonae-Schichten generell in einer tonigen und vom Opalinuston nicht unterscheidbaren Fazies angetroffen. Mit Ausnahme der obersten 0.86 m, die weniger tonig ausgebildet sind (siltiger bis feinsandiger Tonstein und ein dünner Oolith, vgl. BLÄSI et al. 1999), werden die Murchisonae-Schichten deshalb zum potentiellen Wirtgestein gezählt. Seismisch sind sie vom Opalinuston nicht unterscheidbar.

Im Osten des Messgebiets, im Bereich der Antiklinale von Trüllikon (s. Kap. 4.6.2), kann eine lokal begrenzte Amplitudenerhöhung beobachtet werden, die in deutlichem Zusammenhang mit einer synsedimentären Reaktivierung tieferliegender Störungen (Fig. 4.23 und 4.24) und daraus folgenden Mächtigkeitsvariationen (Beil. 5.1) und lithologischen Änderungen steht.

Im südlichen Teil des Messgebiets zeigt das gesamte Opalinuston-Intervall höhere und kontinuierlichere Reflexionsamplituden als im übrigen Datensatz, die weder mit der Tiefenlage noch mit Änderungen der Datenqualität zu erklären sind (s. Fig. 5.4). Für eine geologische Interpretation dieser Anomalie müssen bei der Modellierung zusätzliche akustische Impedanzkontraste eingeführt werden (Fig. 5.12), wie sie weder in einer der Nordschweizer Tiefbohrungen, noch im Felslabor Mont Terri angetroffen worden sind. Die im Südwestbereich des Messgebiets ausgeprägte Amplitudenanomalie ist grösstenteils auf das Opalinuston-Intervall beschränkt. In weiten Teilen dieses Gebiets lassen sich weder im Liegenden noch im Hangenden ähnliche Amplitudenänderungen beobachten (s. Profilschnitt Fig. 5.4 unten, Inlines 1420 – 1500). Entlang der 2D-seismischen Linie 91-NO-75, die dieses Gebiet kreuzt (s. Beil. 1.1), ist allerdings keine vergleichbare Amplitudenanomalie im Opalinuston-Intervall zu erkennen (NAEF et al. 1995). Wodurch diese Anomalie im 3D-seismischen Datensatz verursacht wird, bleibt vorläufig ungeklärt. Denkbar sind sowohl Artefakte wie auch geologische Ursachen (synsedimentäre Subsidenz und damit zusammenhängende, lokal andersartige lithologische Ausbildung).

Im oberen Teil des Wirtgesteins, d. h. in den Murchisonae-Schichten, wurde eine Amplitudenzunahme gegen Osten beobachtet. Diese kann allerdings auch im mittleren Dogger und z. T. auch im Malm beobachtet werden. Eine einfache seismofaziale Interpretation dieser Amplitudenanomalie in Form einer Zunahme des Sandgehalts in den Murchisonae-Schichten gegen Osten hin, wie dies in der Tiefbohrung Herdern beobachtet wird, scheint deshalb nicht zulässig. Gegen Westen hin kann dagegen aufgrund der Bohrbefunde und der Seismik ein Fazieswechsel in den Murchisonae-Schichten impliziert werden (erhöhte Kalk- und Sandanteile in Weiach, s. MATTER et al. 1988). Im Rahmen der vorliegenden Auswertung wurde versucht, diesen Fazieswechsel zwischen den Sondierbohrungen Benken und Weiach zu lokalisieren. Anhand der regionalen 2D-Linien (NAEF et al. 1995) konnte auch gezeigt

werden, dass der Wechsel höchst wahrscheinlich zwischen dem Messgebiet der 3D-Seismik und der Tiefbohrung Weiach, östlich von Eglisau stattfindet. Der Wechsel scheint eher abrupt einzutreten.

Fig. 5.16 zeigt drei Ausschnitte aus 2D-seismischen Linien zwischen den Sondierbohrungen Weiach und Benken. Es sind die seismischen Markerhorizonte dargestellt, die im Rahmen der regionalen seismischen Untersuchungen 1991/92 kartiert worden sind (NAEF et al. 1995). Im mittleren Abschnitt, östlich von Eglisau, ist eine markante Änderung des seismischen Charakters bei CDP 1210 der Linie 91-NO-75 zwischen den seismischen Markerhorizonten Basis Malm (BMa, rosa) und Top Lias (TLi, hellblau) festzustellen (dunkelblauer Pfeil). Im oberen Dogger, von Westen kommend, verschwindet bei etwa 0.4 s ein schwacher Reflexionseinsatz mit negativer Amplitude (rot), während auf der anderen Seite der fraglichen Stelle der nächsthöher liegende Reflexionseinsatz mit negativer Amplitude deutlich breiter wird. Der BMa-Reflexionshorizont erscheint grösstenteils ungestört. Weiter unten im Opalinuston (bei etwa 0.48 s) kann an der gleichen Stelle ebenfalls eine Änderung beobachtet werden. Es scheint, dass es sich dabei eher um einen Fazieswechsel handelt, weil die Reflexionshorizonte BMa und TLi nicht wesentlich gestört sind. Der im darüberliegenden oberen Dogger sehr gut erkennbare Fazieswechsel an derselben Stelle weist auf einen möglichen strukturellen Zusammenhang hin. In den Murchisonae-Schichten ist der Fazieswechsel die Ursache dafür, dass die stratigraphische Bedeutung des damals interpretierten seismischen Horizonts Top Opalinuston wechselt: Untergrenze der Murchisonae-Schichten (TOP) im Westen; Obergrenze der Murchisonae-Schichten (TOP_M) im Osten.

Fig. 5.17 zeigt nochmals denselben Fazieswechsel auf der Linie 91-NO-75 im Vergleich zu den Linien 91-NO-61 und 91-NO-62 (blaue Pfeile). Die drei seismischen Linien sind auf der linken Seite normal und auf der rechten Seite auf Höhe der Basis des Malms nivelliert («flattened») dargestellt. Um den Fazieswechsel zu verdeutlichen, wurde zusätzlich der zusammengehörende, direkt unterhalb der Basis des Malms (BMa) liegende Reflexionseinsatz mit negativer Amplitude (rot) links und rechts von der markierten Stelle jeweils mit einem gelben Punkt markiert. Der blaue Horizont stellt den im Rahmen der OPA 91/92 Interpretation kartierten Hilfshorizont "unterer Dogger" (UDo) dar (NAEF et al. 1995). Der Fazieswechsel im oberen Dogger ist auf der Linie 91-NO-61 noch klarer ausgebildet als auf der Linie 91-NO-75. Auf der Linie 91-NO-62 hat der Wechsel seinen seismischen Charakter leicht geändert. Zusätzlich erscheint auf dieser Linie weiter im Norden eine Überschiebung (NAEF et al. 1995, Figur 3.9b). Auf den beiden Linien 91-NO-61 und 91-NO-62 ist der Wechsel örtlich weniger genau zu bestimmen. Unter der Annahme, dass der Übergang in den Murchisonae-Schichten dem deutlicher ausgebildeten Wechsel im oberen Teil des Doggers folgt, wurde versucht, seinen Verlauf auf die Übersichtskarte (dunkelblaue Linie) zu übertragen.

- **Wedelsandstein:** Der mit drei Intervallen von unterschiedlicher akustischer Impedanz modellierte Wedelsandstein zeigt als Ganzes eine konstante Mächtigkeit. Lateral variierende, interne akustische Impedanzkontraste führen aber zu sich ändernden Amplitudenverhältnissen innerhalb des Wedelsandsteins im Messgebiet. Die Attributkarte der grössten positiven Amplitude innerhalb dieses Intervalls (Fig. 5.5) ist dabei von besonderem Interesse, da der markante Übergang von den niedrigen Amplituden im nordwestlichen und zentralen Bereich zu den hohen Amplituden im südlichen und östlichsten Teil des Messgebiets der 3D-Seismik eine deutliche Übereinstimmung mit kartierten Strukturen an der Basis des Mesozoikums zeigt (Beil. 4.21). Insbesondere deutet die Konzentration von hohen Amplituden südlich der Nordgrenze des unter dem Mesozoikum kartierten Permokarbons (Weiach-Trog) auf eine synsedimentäre Reaktivierung der zugehörigen Störungen im Sockel und eine im Dogger anhaltende differenzielle Subsidenz hin (vgl. Kap. 4.6.2).

- **Humphriesi- sowie Blagdeni- und Subfurcaten-Schichten:** Von diesen drei geringmächtigen lithostratigraphischen Einheiten konnten keine bedeutenden Mächtigkeits- oder Fazieswechsel beobachtet werden. Das die letzten beiden Einheiten umfassende, obere der beiden modellierten Intervalle scheint einzig gegen Osten ein wenig mächtiger zu werden. Der akustische Impedanzsprung von den Eisenoolith-reichen Humphriesi-Schichten zum Wedelsandstein ist für den regional gut verfolgbaren Reflexionseinsatz mit negativer Amplitude verantwortlich, der hier als seismischer Hilfshorizont mittlerer Dogger (MDo) bezeichnet wurde.
- **Parkinsoni-Württembergica- und Varians-Schichten sowie Macrocephalus-Oolith und Anceps-Athleta-Schichten:** Auch in diesen beiden Intervallen wurden bei der Modellierung keine grösseren lateralen Variationen beobachtet. Es zeichnen sich einzig kleine Mächtigkeitsunterschiede von ± 3 m gegenüber der Sondierbohrung Benken ab.
- **Effinger Schichten:** Die Effinger Schichten reichen über zwei modellierte Intervalle. In Übereinstimmung mit der Isopachenkarte des Intervalls Basis Mittlere Malmmergel – Basis Malm (Fig. 5.18) und mit der Attributkarte von Fig. 5.6 zeigt die Modellierung eine von Westen nach Osten abnehmende Mächtigkeit dieses Intervalls.

5.4 Isopachenkarte Opalinuston und Murchisonae-Schichten

In der Sondierbohrung Benken entspricht das Intervall Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten, abgesehen von den seismisch nicht auflösbaren, weniger tonig ausgebildeten, obersten 86 m, dem Wirtgesteinsintervall. Die Isopachenkarte Opalinuston und Murchisonae-Schichten (Beil. 5.1) kann deshalb als repräsentativ für die Darstellung der Mächtigkeitsverteilung des Wirtgesteins im Messgebiet betrachtet werden. Sie lässt sich einfach als die Differenz zwischen den Tiefenkarten der Basis des Opalinustons (Top Lias, Beil. 4.18) und der Oberkante der Murchisonae-Schichten (Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten, Beil. 4.17) errechnen. Eine Isopachenkarte des Opalinustons selbst lässt sich nicht berechnen, da – wie in Kap. 3.3 ausgeführt – die Oberkante des Opalinustons selbst keinen lithologischen Kontrast zu den darüberliegenden, ebenfalls tonig ausgebildeten Murchisonae-Schichten aufweist und deshalb seismisch nicht kartierbar ist.

Die Mächtigkeiten des Intervalls Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten schwanken generell zwischen 105 und 125 m. Die mittlere Mächtigkeit kann mit 115 m angegeben werden. Die im Südteil des Messgebiets erkennbare allmähliche Reduktion bis auf ca. 100 – 110 m stimmt mit der schon früher in den regionalen Bohrungen beobachteten und entlang der 2D-seismischen Profile modellierten, regionalen Abnahme der Mächtigkeit der Tonfazies des unteren Doggers nach SE überein (NAEF et al. 1995).

Diese allgemeine Mächtigkeitsabnahme von NW nach SE wird allerdings überprägt von lokalen, kleinräumigeren Anomalien. Deutlich erkennbar ist z. B. die N-S orientierte Mächtigkeitsabnahme im Bereich der Antiklinale von Trüllikon im Osten des Messgebiets (s. Fig. 4.26b). Die Mächtigkeitsabnahme bis auf ca. 90 m steht in Zusammenhang mit der Antiklinalstruktur und ist ein Indiz für eine mögliche differenzielle Subsidenz (WETZEL & ALLIA 2000) während der Ablagerung des Wirtgesteins, die zu Beginn dieser Ablagerung noch andauerte, dann aber aufhörte und durch die relativ rasche Sedimentation des Opalinustons (Ablagerung des gesamten Opalinustons in nur ca. 800'000 Jahren; GRACIANSKY et al. 1998) "zugedeckt" wurde. Im Westen des Messgebiets nimmt die Mächtigkeit, bedingt durch lokale Strukturen (vgl. Kap. 4.6) bis auf maximal ca. 140 m zu.

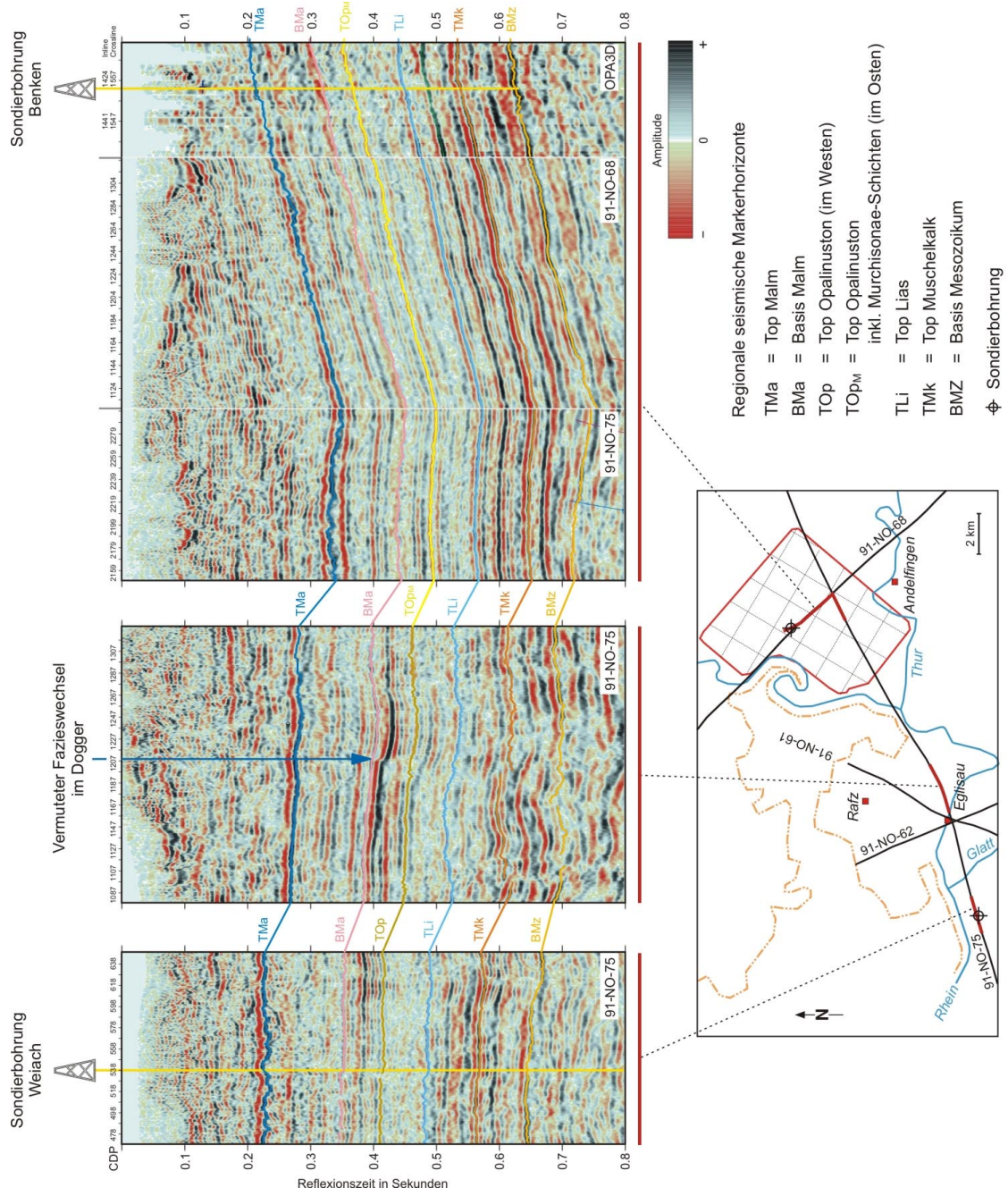


Fig. 5.16: Seismofazieller Wechsel im Dogger zwischen den Sondierbohrungen Weiach und Benken

Drei Ausschnitte aus seismischen Linien zwischen den Sondierbohrungen Weiach und Benken: Im mittleren Abschnitt, östlich von Eglisau, ist eine markante Änderung des seismischen Charakters zwischen den ungestörten seismischen Markerhorizonten Basis Malm (BMa) und Top Lias (TLi) festzustellen. Speziell im oberen Dogger verschwinden in der Nähe von CDP 1210 (dunkelblauer Pfeil) einige Reflexionshorizonte, während andere entstehen. Dies ist auch im Bereich Murchisonae-Schichten – oberer Teil des Opalinustons der Fall und macht somit einen strukturellen Zusammenhang wahrscheinlich. Es wird vermutet, dass hier der Fazieswechsel der Murchisonae-Schichten von der in der Sondierbohrung Weiach erbohrten Ausbildung hin zum in Benken beobachteten Wirtgesteinscharakter stattfindet. Die dargestellten seismischen Markerhorizonte wurden im Rahmen der regionalen seismischen Untersuchungen 1991/92 ausgewertet (s. NAEF et al. 1995).

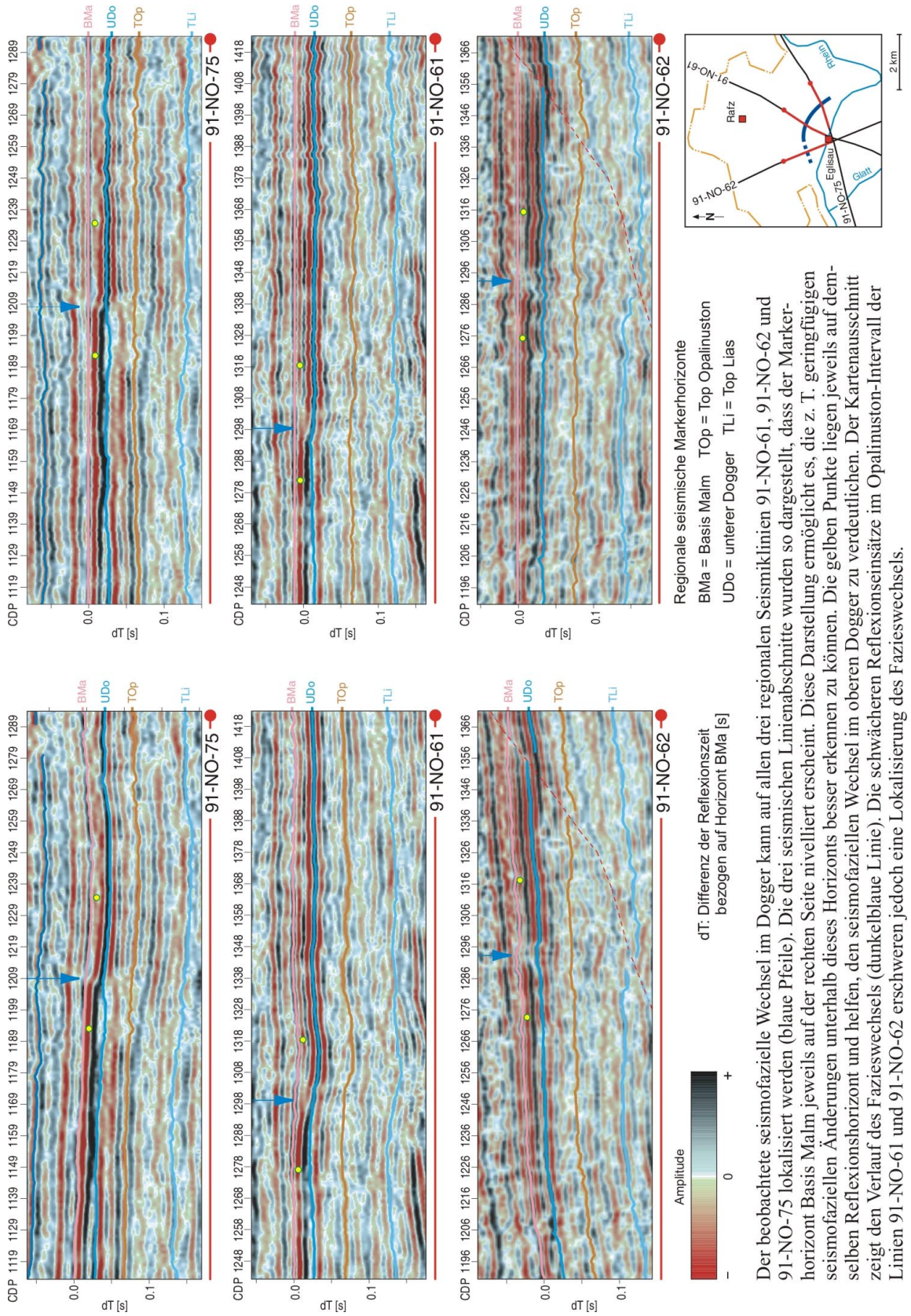


Fig. 5.17: Detailanalyse des seismofaziellen Wechsels im Dogger im Raum Eglisau

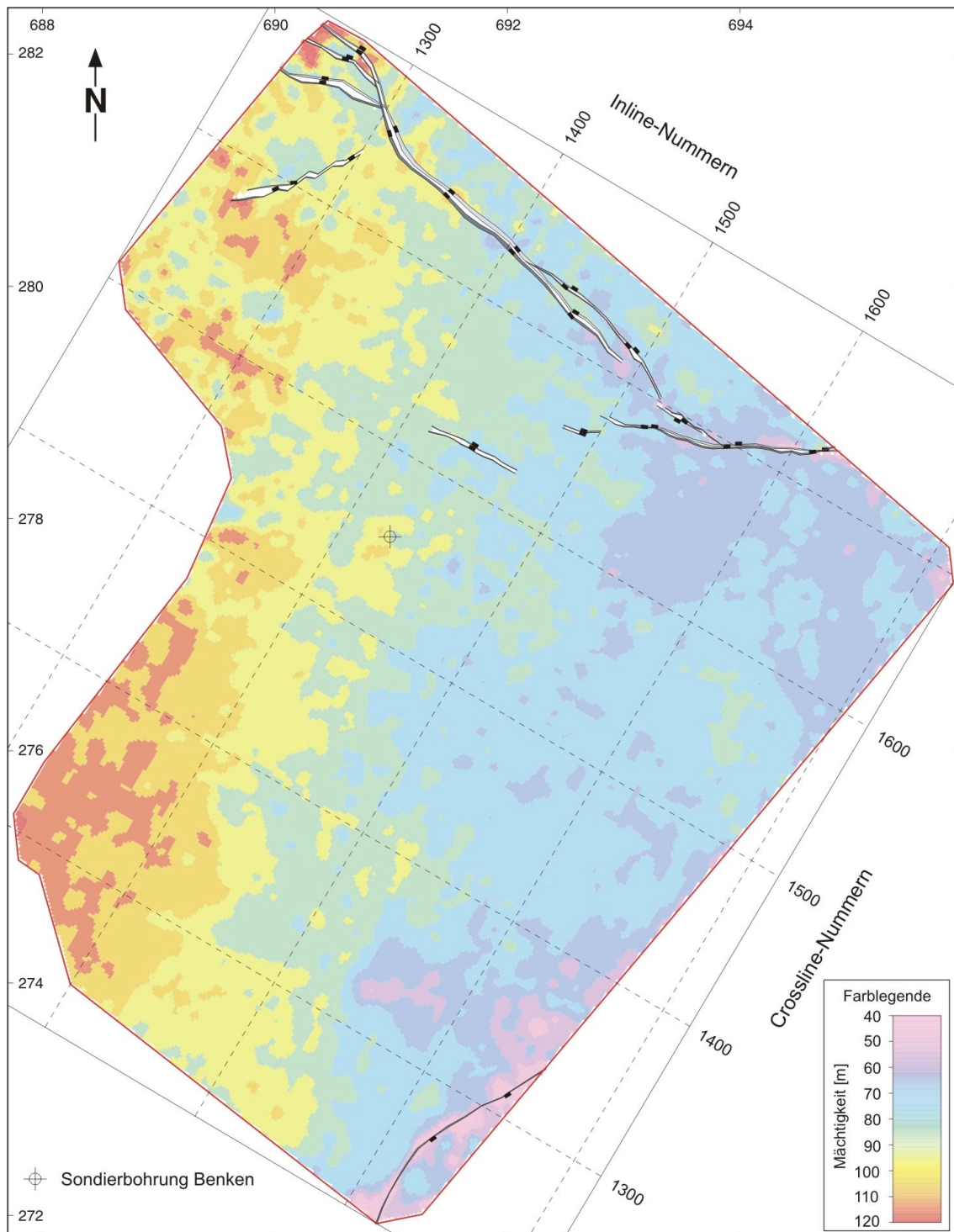


Fig. 5.18: Isopachenkarte unterer Malm

Die Isopachenkarte wurde berechnet als Differenz zwischen den Tiefenkarten der Basis Mittlere Malmmergel (BMm) und der Basis Malm (BMa). Die Mächtigkeitsabnahme dieses Intervalls von Westen nach Osten ist deutlich erkennbar.

6 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die von der Nagra im Zürcher Weinland durchgeführten dreidimensionalen reflexionsseismischen Messungen zur Erforschung des tiefen Untergrunds (3D-Seismik) stellen die in ihrem Umfang bisher grösste Untersuchung dieser Art in der Schweiz dar. Die Feldmessungen erstreckten sich über ein relativ dicht besiedeltes Gebiet von rund 50 km² Ausdehnung. Die Anwendung dieser vornehmlich im Rahmen der Kohlenwasserstoffexploration im letzten Jahrzehnt weiterentwickelten, geophysikalischen Prospektionsmethode ermöglichte es, die strukturgeologischen und lithostratigraphischen Verhältnisse der mesozoischen Sedimentgesteine, namentlich des Wirtgesteins Opalinustons und der in gleicher toniger Fazies ausgebildeten Murchisonae-Schichten im Messgebiet grossräumig und gleichzeitig sehr detailliert abzuklären.

Bei der Festlegung der Feldparameter war es hilfreich, auf den Erfahrungen der im selben Gebiet durchgeführten, regionalen seismischen Profilmessungen von 1991/92 aufbauen zu können. Durch Verwendung eines GIS Computer-Programms, mit digitaler Erfassung aller Infrastrukturanlagen (Leitungen, Drainagen, Strassen etc.), konnte die Messkampagne den Anforderungen entsprechend sorgfältig geplant und jeder Messpunkt optimiert festgelegt werden. Aus Rücksicht auf die Landwirtschaft wurden die Messungen in den Wintermonaten vorgenommen. Der grosse Einsatz aller Beteiligten, eine durchgehende Qualitätskontrolle und insbesondere die ununterbrochene, offene Information der betroffenen Bevölkerung, die in einer generell sehr konstruktiven Zusammenarbeit resultierte, war massgebend dafür, dass 98.4 Prozent aller geplanten rund 9'000 Anregungspunkte realisiert werden konnten und das Ziel einer lückenlosen Abtastung des Untergrunds im gewünschten Tiefenbereich in einem regelmässigen Raster von 15 × 15 m erreicht wurde.

Die zur Bereitstellung des reflexionsseismischen Datensatzes für die geologische Interpretation notwendige Datenverarbeitung konzentrierte sich primär auf die Erhaltung einer wohldefinierten Signalcharakteristik der registrierten Reflexionsdaten im gesamten Frequenz- und Tiefenbereich, auf die Elimination störender Einflüsse der variierenden Bodenverhältnisse (unterschiedliche Ankopplungsbedingungen) sowie auf die korrekte räumliche Positionierung der Reflexionssignale. Das erzielte mittlere Frequenzspektrum von ca. 10 bis 85 Hz entspricht einer Bandbreite von rund 3 Oktaven und erlaubt eine präzise Bestimmung der Reflexionszeiten. Im Rahmen der DMO-Stapelung konnte eine deutliche Verbesserung der Signalqualität im oberen Datenbereich (Dogger, Malm) erreicht werden. Dies ist vor allem auf die relativ hohe, gemittelt 12-fache effektive Überdeckung auf dem Niveau des Wirtgesteins, nach Ausblenden der messpunktentfernten Störwellen der refraktierten und direkten Wellenanteile zurückzuführen. Mit der abschliessenden 3D-Migration resultierte eine Abbildungsqualität der mesozoischen Sedimentschichten, die eine gute Korrelation mit den Walkaway-seismischen Abbildungen der Sondierbohrung Benken ermöglichte.

Bezüglich der erreichten Abbildungsqualität interessiert im Rahmen der Projektzielsetzungen v. a. die vertikale Auflösungsgenauigkeit. Sie lässt sich anhand der folgenden wichtigsten Grössen charakterisieren:

- Die minimale vertikale Separation von Gesteinsschichten, die in den Amplitudendarstellungen noch durch unterscheidbare Reflexionseinheiten abgebildet werden können. Aus theoretischen Überlegungen kann diese Grenze der Auflösung individueller Gesteinsschichten im vorliegenden Datensatz im Bereich des Wirtgesteins in Abhängigkeit der Tiefenlage mit 12 bis 15 m angegeben werden, vorausgesetzt, dass ein genügender akustischer Impedanzkontrast zwischen den verschiedenen Schichten besteht. Auch mit erheblich grösserem Feldaufwand wäre es nicht möglich gewesen, diese aufgrund der Wellenausbreitungsgeschwindigkeit und der dominanten Frequenz limitierten Auflösung zu erhöhen.

- Der minimale vertikale Versatz von Gesteinsschichten entlang (steilstehender) Störungen, der in den Profildarstellungen des Amplitudendatensatzes anhand lateral unterbrochener Reflexionshorizonte noch erkannt werden kann. Aufgrund des relativ hohen Frequenzgehalts wird sichergestellt, dass in den Profildarstellungen des 3D-seismischen Datensatzes, auch in Anbetracht variabler Signal/Rausch-Verhältnisse, Diskontinuitäten der Schichtlagerung mit vertikalem Versatz von mindestens 10 m im Bereich des Wirtgesteins und der umgebenden Rahmengesteine direkt erkennbar sind und deshalb quantitativ ausgewertet werden können. Kleinere Diskontinuitäten der Schichtlagerung können anhand der durchgeführten Kohärenzberechnungen oder seismischen Attributanalysen sichtbar gemacht werden. Tiefenumrechnungen entlang der kartierten Strukturelemente zeigen, dass Strukturen mit mehr als ca. 4 m vertikalem Versatz im Messgebiet qualitativ noch erfasst werden können, vorausgesetzt, dass die entsprechenden Strukturelemente eine laterale Ausdehnung von mehreren hundert Metern aufweisen und so auch über Gebiete mit lokal erhöhtem Rauschanteil verfolgbar sind.

Die Bohrlochgeophysik in der Sondierbohrung Benken liefert den Schlüssel für die lokale geologische Kalibration der 3D-Seismik. Die gute Übereinstimmung zwischen den unabhängig voneinander gemessenen geophysikalischen Datensätzen (Sonic- und Dichte-Log als Grundlage des synthetischen Seismogramms, Walkaway-VSP und 3D-Seismik) ermöglicht eine weitgehende Übertragung der Erkenntnisse der Sondierbohrung auf den 3D-seismischen Datensatz, sowohl für die strukturelle Auswertung als auch für die stratigraphische Interpretation der einzelnen Reflexionseinsätze. Der lokal erhöhte Rauschanteil in der Umgebung der Bohrung Benken kann dank der Einbindung der Daten des Walkaway-VSPs problemlos überbrückt werden.

Die strukturelle und lithostratigraphische Interpretation des neuen Datensatzes bestätigt die wichtigsten Aussagen, die für die regionale Geologie aufgrund der Auswertung der seismischen Profilmessungen von 1991/92 gemacht wurden (NAEF et al. 1995):

- Das Wirtgestein liegt im Messgebiet in praktisch ungestörter Schichtlagerung vor.
- Die Neuhauser Störung, eine bereits bekannte Struktur, die zur näheren Abklärung bewusst randlich in das Messgebiet der 3D-Seismik aufgenommen worden ist, bildet das einzige tektonische Element, welches das Wirtgestein über grössere Distanzen in bedeutendem Masse versetzt. Sie verläuft im Osten des Messgebiets.
- Die Mächtigkeit des Wirtgesteins im Messgebiet beträgt im Mittel 115 m. Nach den neuen Erkenntnissen der 3D-seismischen Untersuchungen reichen die lokalen Abweichungen von minimalen Mächtigkeiten von ca. 90 m bis zu maximalen Mächtigkeiten von ca. 140 m.

Der im Rahmen der strukturellen Auswertung des 3D-seismischen Datensatzes erstellte Katalog der kartierbaren Strukturen im Wirtgestein belegt, dass im zentralen Teil des Messgebiets – abseits der Neuhauser Störung am Nordostrand und einer nur teilweise erfassten Verwerfung (A8) am äussersten Südrand – keine Störungen vorkommen, die das Wirtgestein um mehr als 20 m vertikal versetzen. Der Grad an Deformationen ist im höheren Mesozoikum allgemein gering und nimmt unterhalb des Wirtgesteins, vor allem im Südwesten des Messgebiets der 3D-Seismik, bis zur Basis des Mesozoikums generell zu. Im Südwesten legt das kleinräumig deformierte Reflexionsbild im Bereich oberer Sockel – tieferes Mesozoikum eine kompressiv überprägte Grundgebirgstektonik nahe. Es lassen sich v. a. als Aufschiebungen reaktivierte Normalverwerfungen erkennen, welche die Basis des Mesozoikums versetzen und in der Trias rasch auskeilen.

Die im Messgebiet wichtigsten Strukturelemente sind:

- Neuhauser Störung: Sie verläuft in NW-SE-Richtung entlang der Nordost-Begrenzung des 3D-seismischen Messgebiets und ist auf allen tektonischen Stockwerken als Verwerfungszone erkennbar. Die Hauptbewegungen entlang der Störung werden in Zusammenhang gebracht mit der ab dem Mittelmiozän einsetzenden Aufdomung des Schwarzwalds. Der maximale Verwerfungsbetrag auf dem Niveau des Wirtgesteins liegt bei ca. 41 m. Die Neuhauser Störung gilt als westlichste Randstörung der Hegau – Bodensee-Grabenzone.
- Wildensbucher Flexur: Die vermutlich prä-mesozoisch angelegte Wildensbucher Flexur verläuft ca. 700 m nördlich der Sondierbohrung Benken von Westen nach Osten und interferiert bei Wildensbuch mit der Neuhauser Störung. Entlang der Wildensbucher Flexur sind einzelne, räumlich begrenzte, en échelon-artig angeordnete Störungen zu beobachten, deren maximaler vertikaler Versatz auf dem Niveau des Wirtgesteins ca. 17 m beträgt. Die NW-SE streichenden Einzelelemente sind grösstenteils auf das Mesozoikum beschränkt. Ihre Entstehung fällt möglicherweise mit der Bildung der Neuhauser Störung zusammen.

Die übrigen, im Messgebiet beobachteten Strukturelemente sind auf dem Niveau des Opalinustons von untergeordneter Bedeutung. Ihre Erfassung trägt aber wesentlich zum Gesamtverständnis der regionalen tektonischen Entwicklung bei.

- Hochzone von Benken: Die Hochzone von Benken verläuft etwa in W-E-Richtung, als ca. 3 km breiter Bereich durch den zentralen Teil des Messgebiets. Im Norden wird sie durch die Wildensbucher Flexur und im Süden durch die Flexur von Rafz – Marthalen begrenzt. Sie bildet eine schwach ausgeprägte Erhebung im regionalen Einfallen der Schichten, die sich über dem Lias aber kaum mehr abzeichnet.
- Flexur von Rafz – Marthalen: Die Flexur von Rafz – Marthalen bildet den Südrand der Hochzone von Benken und gleichzeitig den Nordrand der Trogschulter des von Weiach nach E verlaufenden Permokarbondrogs (Weiach-Trog). Sie umfasst eine breite, komplexe Störungszone, die sich von Südwesten her über die Strukturzone von Niderholz in das Messgebiet erstreckt und sich mit mindestens zwei, WSW-ENE bis E-W streichenden und über grössere Distanzen verfolgbaren Abschiebungen an der Basis des Mesozoikums gegen Osten fortsetzt. Im Bereich der Trogschulter zeigen tiefliegende Reflexionshorizonte ein Bild, das der in der Sondierbohrung Weiach identifizierten, von Kohleflözen verursachten, seismischen Fazies der Unteren Trogfüllung gleicht. Der von Weiach her bekannte, reflexionsarme Teil der Oberen Trogfüllung ist ebenfalls zu erkennen. Diese Seismofazies lässt sich gegenüber derjenigen der Hochzone von Benken, bei der ein mehrheitlich diskontinuierliches Reflexionsbild vorherrscht, relativ gut abgrenzen.
- Strukturzone von Niderholz: Bei der Strukturzone von Niderholz im Südwesten des Messgebiets zeichnet sich generell eine N-S-Orientierung kleiner Störungen ab, die einerseits mit der Flexur von Rafz – Marthalen interferieren und andererseits den westlichen Teil der Hochzone von Benken kleinräumig zergliedern. Es wird vermutet, dass in der Zeitspanne zwischen der Ablagerung des Buntsandsteins und der Sedimentation des Mittleren Muschelkalks in einem regional extensiven Spannungsfeld hauptsächlich die dem Weiach-Trogrand zuzuordnenden Strukturelemente sowie die senkrecht dazu streichenden Störungen zunächst als Abschiebungen reaktiviert wurden. Anschliessend wurden einige dieser Strukturelemente in einem kompressiven Spannungsfeld selektiv reaktiviert, wobei die stärksten Inversionsbewegungen während des Oberen Keupers stattfanden. Diese Inversionsbewegungen wurden von dextralen Horizontalverschiebungen entlang den W-E streichenden Abschnitten der Weiach-Trograndstörungen begleitet. Unterschiedliche Mächtigkeiten nördlich und südlich der Flexur von Rafz – Marthalen zeigen, dass diese bei der Inversion aktiv war. Im Bereich der Strukturzone von Niderholz werden lokale Mächtig-

keitszunahmen auch innerhalb des Opalinustons beobachtet, die vermutlich in Zusammenhang mit anhaltenden synsedimentären Bewegungen entlang dieser Strukturen bis in den untersten Dogger stehen.

- Antiklinale von Trüllikon: Im Bereich von Trüllikon, im Osten des Messgebiets, hebt sich die N-S-Streichrichtung ebenfalls deutlich hervor. Die beobachtete Struktur setzt sich aus mehreren kleineren Verwerfungen an der Basis des Mesozoikums und einer darüberliegenden Antiklinalstruktur zusammen. Aus der Rekonstruktion der geologischen Entwicklung der Antiklinale von Trüllikon kann die bei der Strukturzone von Niederholz ermittelte Zeitspanne im Oberen Keuper für eine Inversionsbewegung bestätigt werden. Im Bereich der Antiklinale von Trüllikon zeichnen sich im Opalinuston Mächtigkeitsunterschiede ab. Im mittleren Bereich des Opalinustons können lokal begrenzt, erhöhte Amplituden der seismischen Reflexionseinsätze festgestellt werden, die möglicherweise auf eine veränderte lithologische Zusammensetzung hinweisen.

Die von WETZEL & ALLIA (2000) im Opalinuston westlich des Messgebiets der 3D-Seismik beobachteten Schichtlücken mit verschiedenen Typen von Hiatus-Schichten und die in diesem Zusammenhang postulierte differenzielle Subsidenz durch Blockrotation entlang lokal reaktiver Sockelstörungen liefert die aus heutiger Sicht beste Erklärung für die im Messgebiet der 3D-Seismik festgestellten Änderungen im reflexionsseismischen Charakter der Opalinustonschichten.

Die computergestützte Auswertung («automatic tracking», Kohärenzberechnung, Analyse der seismischen Attribute) ermöglicht es, Strukturelemente mit geringem Vertikalversatz zu erkennen, die auch mit einem dichten Maschennetz von 2D-Profilen nicht hätten erfasst werden können. Die Tatsache, dass die 3D-Seismik es erlaubt, die Gesteinsschichten besser abzubilden als bisher und zusätzliche, kleine Strukturelemente zu entdecken, bedeutet jedoch keinesfalls, dass das untersuchte Gebiet stärker deformiert ist als die umliegenden, weniger bekannten Gebiete. Die regelmässig über das Messgebiet verteilten seismischen Profile der Beil. 4.1 bis 4.8 geben einen Überblick über die strukturgeologischen Verhältnisse im Messgebiet und belegen die ruhige und kaum deformierte Schichtlagerung des zwischen den seismischen Markerhorizonten Top Lias und Top Opalinuston inkl. Murchisonae-Schichten liegenden Wirtgesteins.

Dank der guten Kalibration der 3D-seismischen Daten mit den Resultaten der Sondierbohrung Benken ist es möglich, mit Hilfe unterschiedlicher Attributanalysen und der Modellierung von seismischen Spuren, Trends zu bestimmen, wie sich die stratigraphischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland – selbst innerhalb nur weniger Meter mächtiger Schichtfolgen – ändern können. Diese Methode kann allerdings nur qualitative Angaben über die geographische Richtung und über die vermutete Ursache der seismostratigraphischen Änderungen (Mächtigkeits- oder Fazieswechsel) liefern. Wegen der stark variierenden Ankopplungsbedingungen im Messgebiet sowie nicht oberflächenkonsistenter Störanteile in den Daten war während der Datenverarbeitung, vor der Stapelung ein lateraler Amplitudenabgleich unumgänglich. Es können deshalb nur relative Amplitudenänderungen für die seismostratigraphische Auswertung berücksichtigt werden. Bei der Interpretation wurde darauf geachtet, dass kein Zusammenhang mit möglichen anderen Störeffekten auf die Amplitudenwerte besteht und die Ergebnisse der entsprechenden Modellierungen durch Kalibration mit der Sondierbohrung Benken im Messgebiet und durch die regionalen stratigraphischen Erkenntnisse der umliegenden Bohrungen abgesichert sind.

Mit der Modellierung konnten Hinweise für das Ausdünnen des Arietenkalks gegen Südosten und des Gansinger Dolomits gegen Osten (beides geringmächtige Schichtfolgen mit hohem akustischem Impedanzkontrast zu den benachbarten Schichten) gewonnen werden. Die Mäch-

tigkeitsabnahme der Effinger Schichten gegen Osten kann bestätigt und kartiert werden. Die Modellierung zeigt auch, dass das im gesamten Messgebiet in derselben Fazies vermutete Wirtgestein im südwestlichen Randbereich einen leicht unterschiedlichen seismischen Charakter aufweist (höhere und kontinuierlichere Amplituden), der wahrscheinlich mit lokalen Mächtigkeitsvariationen in Zusammenhang steht. Letztere sind möglicherweise ebenfalls auf synsedimentäre Bewegungen (differenzielle Subsidenz) zur Zeit der Ablagerung des Opalinuston zurückzuführen. Der fazielle Wechsel in den Murchisonae-Schichten, zu der in Weiach erbohrten Ausbildung hin, wird ausserhalb des Messgebiets der 3D-Seismik in der Nähe von Eglisau vermutet. Dort ist auf entsprechenden Linien der 2D-Seismik ein wahrscheinlich strukturell bedingter, markanter seismostratigraphischer Wechsel im Lias und Dogger zu beobachten.

Die Mächtigkeit des Wirtgesteins liegt zwischen ca. 90 und 140 m und nimmt generell von Nordwesten nach Südosten ab (Beil. 5.1). Die Maximalwerte treten vor allem im westlichen Teil des Messgebiets auf und sind an tektonische Strukturen gebunden (Strukturzone von Niederholz).

Abschliessend kann festgehalten werden, dass anhand der 3D-Seismik ein geologischer Datensatz für das Untersuchungsgebiet Zürcher Weinland erarbeitet werden konnte, der bezüglich Detaillierungsgrad in der Schweiz einmalig ist. Kleine Unregelmässigkeiten in der Gesteinschichtung können bis in den Meterbereich sichtbar gemacht werden. Der im Rahmen dieser Auswertung erbrachte Nachweis des ausgedehnten Opalinustonvorkommens in tektonisch ruhiger Lage bildet – zusammen mit den felsmechanischen, geochemischen und hydrogeologischen Eignungsabklärungen durch die Sondierbohrung Benken und den im Felslabor Mont Terri erlangten generellen gesteinspezifischen Erkenntnissen – eine wesentliche Grundlage für die geologische Beurteilung des Untersuchungsgebiets Zürcher Weinland und damit für den Abschluss des Entsorgungsnachweises für hochradioaktive Abfälle in der Schweiz.

7 VERDANKUNGEN

Zur Erstellung des vorliegenden Berichts haben zusätzlich zu den genannten Autoren zahlreiche Personen beigetragen.

Für die verschiedenen fachlichen Anregungen bei der Durchführung dieser Arbeit und für die kritische Kontrolle der Textvorlage sei an dieser Stelle insbesondere Drs. Peter Blümling, Christian Sprecher, André Lambert, Walter H. Müller und Marc Thury seitens der Nagra sowie Dr. Ben Reinhardt (Dornach), Prof. Gérard Stampfli (Institut de Géologie et Paléontologie der Universität Lausanne) und René Graf (ProSeis AG) herzlich gedankt. Die Fertigstellung des Berichts wäre ohne den grossen Einsatz von Petra Blaser, Bruno Kunz und Claudia Frei nicht möglich gewesen, auch ihnen gilt unser besonderer Dank.

8 LITERATURVERZEICHNIS

- ALBERT, W. 1999: Sondierbohrung Benken: Bohrlochgeophysikalische Messungen Teil 1: Rohdaten. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- ALBERT, W. & BLÄSI H.-R. 2001: Stratigraphie Nordostschweiz – Log Korrelation Mesozoikum, Paläogeographie Mesozoikum. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- ALLIA, V. 1996: Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. Dissertationen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel, Nr. 10.
- ANSTEY, N.A. 1977: Seismic Interpretation: The Physical Aspects. IHRDC, Boston.
- ASHTON, C.P., BACON, B., MANN, A., DÉPLANTÉ, CH., IRESON, D., SINCLAIR, T. & REDEKOP, G. 1994: 3D Seismic survey design. In: Oilfield Review, April 1994, 19-32.
- BADLEY, M. 1985: Practical Seismic Interpretation. IHRDC, Boston.
- BAHORICH, M. & FARMER, S. 1995: 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. The Leading Edge 14/10, 1053-1058.
- BERKHOUT, A.J. 1985: Resolution in seismic trace inversion by parameter estimation. Geophysics 50, 1440-1455.
- BIRKHÄUSER, PH. & GRAF, R. 1996: Arbeitsprogramm 3D-Seismik zur Erkundung des Opalinustons. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- BIRKHÄUSER, PH. & GRAF, R. 2000: 3D-Seismik Zürcher Weinland: Methodik, Planung und Durchführung der Feldarbeiten. Nagra Bulletin 33, 8-18.
- BIRKHÄUSER, PH., MÜLLER W.H., ROTH PH. & NAEF, H. 2000: 3D-Seismik Zürcher Weinland: Verarbeitung und Auswertung der gemessenen Daten. Nagra Bulletin 33, 19-29.
- BIRKHÄUSER, PH., NAEF, H., ROTH, PH. & MÜLLER, W.H. 1999: Strukturgeologische Interpretation der 3D-Reflexionsseismik im Zürcher Weinland. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- BLÄSI, H.R., KLEBOTH, P. & LINIGER, M. 1999: Sondierbohrung Benken: Bohrstellengeologie. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- BÜKER, F., GREEN, A.G. & HORSTMAYER, H. 1998a: Shallow seismic reflection study of a glaciated valley. Geophysics 63/4, 1395-1407.
- BÜKER, F., GREEN, A.G. & HORSTMAYER, H. 1998b: Shallow 3-D seismic reflection surveying: Data acquisition and preliminary processing strategies. Geophysics 63/4, 1434-1450.
- BÜKER, F., GREEN, A.G. & HORSTMAYER, H. 2000: 3-D high resolution reflexion seismic imaging of unconsolidated glacial and glaciolacustrine sediments: Processing and interpretation. Geophysics 65/1, 18-34.

- DALLEY, R.M., GEVERS, E.C.A., STAMPFLI, G.M., DAVIES, D.J., GASTALDI, C.N., RUIJTENBERG, P.A. & VERMEER., G.J.O. 1989: Dip and azimuth displays for 3D seismic interpretation. *First Break* 7, 86-95.
- DIEBOLD, P. & NAEF, H. 1990: Der Nordschweizer Permokarbondrog. *Nagra informiert* 12/2, 29-36. Nagra, Wettingen.
- DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. 1991: Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen. *Nagra Tech. Ber. NTB 90-04*. Nagra, Wettingen oder *Geol. Ber. Nr. 14* (Landeshydrologie und -geologie, Bern).
- DOBRIN, M.B. 1976: *Introduction to Geophysical Prospecting*. Third Edition. McGraw-Hill.
- FRANK, S. 1994: 3D-Seismik Opalinuston – Quartärstudie im Gebiet Zürcher Weinland. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- FREIMOSER, M. & FRANK, S. 1993: Isohypsen der Felsoberfläche im nördlichen Teil des Kantons Zürich und angrenzenden Gebieten. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- FREY, D. & GÜNTHER, R. 1997: 3D-Seismik 1997 Zürcher Weinland: – Geologische Aufnahme der Aufzeitbohrung (Teil 1). – Aufzeitmessungen (Teil 2). Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- GERSZTENKORN, A. & MARFURT, K.J. 1999: Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3-D structural and stratigraphic mapping. *Geophysics* 64, 1468-1479.
- GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds.) 1998: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60, Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
- GRAF, R. & ROTH, PH. 1995: Parameter Analyse 3D-Seismik Opalinuston und Kristallin. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- GYGI, R.A. 2000: Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of Northern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 93, 125-146.
- HALDIMANN, P., FREY, D. & HENNLICH, D. 1992: Aufzeitbohrungen zur Reflexionsseismik Opalinuston 1991. Teil 1: Geologische Dokumentation; Teil 2: Geophysikalische Auswertung. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- HANTKE, R. & Mitarbeiter 1967: Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 112/2, 2 Bl.
- HESTHAMMER, J. & FOSSEN, H. 1997: Seismic attribute analysis in structural interpretation of the Gullfaks Field, Northern North Sea. *Petroleum Geoscience* 3, 13-26.
- HOFMANN, F. 1981: Erläuterungen zu Blatt 1031 Neunkirch des geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. *Schweiz. geol. Komm.*, Basel.
- JUNG, H.P. 1998: 3D-Seismik Zürcher Weinland – Datenverarbeitung. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.

- KLINGELÉ, E. & SCHWENDENER, H. 1984: Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Gravimetrische Messungen 81/82. Nagra Tech. Ber. NTB 84-22. Nagra, Wettingen.
- KUHN, P. & GRAF, R. 1996: GIS als Hilfsmittel für 3D-Seismikmessungen im Zürcher Weinland. Bulletin für Angewandte Geologie, VSP 1/2, Dezember 1996, Losone.
- LAMBERT, A. 1995: Sedimentgesteine: Eingrenzung der Optionen. Nagra informiert 25, 22-33. Nagra, Wettingen.
- LAMBERT, A. 1997: Ton: Kleine Teilchen – grosse Wirkung. Nagra informiert 31, 6-18. Nagra, Wettingen.
- LAMBERT, A., BIRKHÄUSER, PH., GRAF, R. & KUHN, P. 1997: 3D-Seismik in landwirtschaftlichem Siedlungsgebiet – Planung und Kontrolle der Feldarbeiten auf GIS-Basis. Die Geowissenschaften 15/12, 392-395.
- LAUBSCHER, H.P. 1985: The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Nagra Tech. Ber. NTB 85-53. Nagra, Wettingen.
- LAWS, J. 1997: 3D-Seismic Survey 1997 Zürcher Weinland: Supervision Report. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- LEU, W., SCHEGG, R. & GREBER, E. 2001: Burial, erosion and temperature history of wells Benken, Weiach and Herdern-1. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- MARCHANT, R. 2000: 3D-Seismics Zürcher Weinland: Permo-Carboniferous interpretation. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- MARSCHALL, R., SCHARF, U. & LIPPERT, W. 1995: 3D-Seismik Opalinuston / Kristallin: Bestimmung der Feldparameter. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- MATTER, A., PETERS, Tj., BLÄSI, H.-R., MEYER, J., ISCHI, H. & MEYER, Ch. 1988: Sondierbohrung Weiach – Geologie. Textband und Beilagenband. Nagra Tech. Ber. NTB 86-01. Nagra, Wettingen.
- MÜLLER, W.H., NAEF, H. & GRAF, H.R. 2001: Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. Nagra Tech. Ber. NTB 99-08 (*in Vorb.*). Nagra, Wettingen.
- NAEF, H. & BIRKHÄUSER, PH. 1996: Reflexionsseismik zur Erkundung des Opalinustons in der Nordschweiz. Bulletin für angewandte Geologie, VSP 1/2, Dezember 1996, Losone.
- NAEF, H. & DIEBOLD, P. 1990: Tektonik des östlichen Tafeljuras aund der angrenzenden Molasse. Nagra informiert 12/2, 37-46. Nagra, Wettingen.
- NAEF, H., BIRKHÄUSER, PH. & ROTH, PH. 1995: Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägeren – Zürcher Weinland. Nagra Tech. Ber. NTB 94-14. Nagra, Wettingen.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. 1985: Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. Nagra Tech. Ber. NTB 85-14. Nagra, Wettingen.

- NAGRA 1988: Sedimentstudie – Zwischenbericht 1988. Möglichkeiten zur Endlagerung langlebiger radioaktiver Abfälle in den Sedimenten der Schweiz (Textband und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 88-25. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1991: Sedimentstudie Zwischenbericht 1990. Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten von 1988 bis 1990 und Konzept für das weitere Vorgehen. Nagra Tech. Ber. NTB 91-19. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1994: Sedimentstudie Zwischenbericht 1993 – Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten von 1990 bis 1994 und Konzept für weitere Untersuchungen. Nagra Tech. Ber. NTB 94-10. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 1995: Opalinuston Untersuchungsprogramm Phase II – 1995 - 2000. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- NAGRA 2001: Sondierbohrung Benken – Untersuchungsbericht (Textband und Beilagenband). Nagra Tech. Ber. NTB 00-01. Nagra, Wettingen.
- ORLOWSKY, D. & ALBERT, W. 1999: Sondierbohrung Benken: Walkaway VSP. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- PAYTON, CH. 1980: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, ST. & STECK, A. (eds.) 1997: Deep structure of the Swiss Alps – Results of the National Research Program 20 (NRP 20). Birkhäuser Verlag Basel.
- RINGGENBERG, Y. (2001): 3D seismics in the Zürcher Weinland: Paleotectonics and Upper Jurassic – Tertiary sedimentation. Diplôme d'étude approfondie (DEA). Université de Lausanne (*in Vorb.*).
- ROEDER, D. & BACHMANN, G. 1996: Evolution, structure and petroleum geology of the German Molasse Basin. In: ZIEGLER & HORVATH (eds.): Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 170, 263-284. Paris.
- ROTH, PH. 2000: Seismostratigraphische Auswertung der 3D-Seismik Zürcher Weinland. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen.
- ROURE, F. & COLLETTA, B. 1996: Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. In: ZIEGLER & HORVATH (eds.): Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 170, 173-210. Paris.
- SHERIFF, R.E. 1991: Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Third Edition. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- SPRECHER, CH. 1987: Die Messmethode der Reflexionsseismik. Nagra informiert 9/1+2, 10-22. Nagra, Wettingen.
- SPRECHER, CH. & MÜLLER, W.H. 1986: Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. Nagra Tech. Ber. NTB 84-15. Nagra, Wettingen.

- STAMPFLI, G.M. 1996: The Intra-Alpine Terrane: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv.* 89, 13-42.
- STAMPFLI, G.M. 2000: Tethyan Oceans. In: BOZKURT et al. (eds.): *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Areas*. Geological Society, London, Special Publication 173, 1-23.
- STAMPFLI, G.M. & MARCHANT, R.H. 1997: Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: LEHNER, P., HEITZMANN, P., FREI, W., HORSTMAYER, H., MUELLER, S., PFIFFNER, A. & STECK, A. (eds.): *Deep structure of the Swiss Alps – Results of the National Research Program 20 (NRP 20)*. Birkhäuser, Basel.
- STAMPFLI, G.M., BOREL, G., CAVAZZA, W., MOSAR, J. & ZIEGLER, P.A. (eds.) 2001: *The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain*. Windows and MacIntosh compatible CD-ROM, IGCP Project No. 369, published by the European Geophysical Society.
- STONE, D.G. 1994: *Designing Seismic Surveys in Two and Three Dimensions*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- SYMP. ON SWISS MOLASSE BASIN 1991: *Symposium on Swiss Molasse Basin – Geodynamic Resources Hazards*, Bern, November 22-23, 1991. *Eclogae geol. Helv.* 85/3 1992, 509-1004, Birkhäuser.
- VERMEER, G.J.O. 1990: *Seismic Wavefield Sampling*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- WETZEL, A. & ALLIA, V. 2000: The Significance of Hiatus Beds in Shallow-Water Mudstones: An Example from the Middle Jurassic of Switzerland. *Journal of Sedimentary Research* 70/1, January 2000, 170-180.
- WETZEL, A., ALLIA, V., GONZALEZ, R. & JORDAN, P. 1993: *Sedimentation und Tektonik im Ostjura*. Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft am 29. 9. 1992. *Eclogae geol. Helv.* 86/1, 313-332.
- YILMAZ, Ö. 1987: *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- ZIEGLER, P.A. 1982: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petroleum Maatschappij B.V. Elsevier, Amsterdam 239pp.
- ZIEGLER, P.A., SCHMID, S.M., PFIFFNER, A. & SCHÖNBORN, G. 1996: Structure and evolution of the Central Alps and their northern and southern foreland basins. In: ZIEGLER & HORVATH (eds.): *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.* 170, 211-233. Paris.

ANHANG: ERKLÄRUNG DER VERWENDETEN FACHAUSDRÜCKE

Abschiebung - *normal fault*: Bruchfläche, **Störung**, an welcher ein Gesteinsverband infolge horizontaler Extension mit relativer Vertikalbewegung versetzt und deshalb "verworfen" wurde. Synonym: Verwerfung.

Abschiebungskomponente - *normal or dip-slip displacement*: s. **Horizontalverschiebungskomponente**.

Antiklinale - *anticline*: Sattelförmige Aufwölbung einer Schichtabfolge. Gegensatz: **Synklinale**.

antithetisch - *antithetic*: Begriff für Störungen, in der Regel Abschiebungen die gegensinnig zur allgemeinen regionalen Schichtneigung einfallen. Gegensatz: *synthetisch*.

Attributanalyse - *seismic attribute analysis*: Auswertung der seismischen Daten in Bezug auf die verschiedenen Charakteristika (Amplitude, Frequenz, Phase) der gemessenen Reflexionssignale und deren laterale Änderung. Die hauptsächlich untersuchten Attribute bei der vorliegenden Auswertung sind (in Englisch): *amplitude, reflection strength, dip, azimuth of the dip*.

Aufschiebung - *reverse fault*: Bezeichnung für steilere **Überschiebung** (> ca. 45°). Sie entsteht häufig durch die Inversion von einer ursprünglich als Abschiebung entstandenen Bruchfläche.

Aufschiebungskomponente - *thrust or reverse-slip displacement*: s. **Horizontalverschiebungskomponente**.

Bruch - *fracture*: Bezeichnung für eine Diskontinuitätsfläche innerhalb eines Gesteinsverbands, an welcher ein Kohäsionsverlust festgestellt wird. In Abhängigkeit von der Art der Diskontinuität können Klüfte (kein Versatz, Dilatation) und Störungen (mit Versatz, Scherbewegung) unterschieden werden.

Check-shot: Aus dem Englischen übernommener Begriff für eine geophysikalische Messmethode zur Bestimmung der Laufzeit (und Messung der Durchschnittsgeschwindigkeit) eines durch eine künstliche Erschütterung an der Oberfläche erzeugten seismischen Signals bis zu einer bestimmten Tiefe der durch eine Sondierbohrung erfassten geologischen Schichten. Das Signal wird dabei durch ein im Bohrloch versenktes Hydrofon registriert.

Crosslines: Aus dem Englischen übernommener Begriff für die seismischen Profillinien, die in Richtung senkrecht zur Kabelauslage orientiert sind (im vorliegenden Fall der 3D-Seismikkampagne Zürcher Weinland in NW-SE-Richtung). Die Profillinien senkrecht dazu werden sinngemäss **Inlines** genannt. Die digitalen Daten sind meistens in diesen beiden Richtungen für die Auswertung abgespeichert.

Deckgebirge - *sedimentary cover*: Abfolge von **Sedimentgesteinen**, die den **Sockel**, d. h. das kristalline **Grundgebirge** und den **Permokarbondrog**, überlagert.

dextral - *dextral, right-lateral*: Bezeichnung für rechtsverschiebende Horizontalverschiebungen, d. h. steht der Betrachter auf einer Bruchscholle, verschiebt sich die andere nach rechts. Gegensatz: **sinistral** (s. auch **en échelon-Anordnung**).

Diskordanz - *discordance*: Grenzfläche zwischen zwei nicht parallel gelagerten Gesteinsschichten oder Schichtkomplexen (Schichtdiskordanz). Die diskordante Lagerung bezeugt in der Regel einen Sedimentationsunterbruch (**Schichtlücke**); sie kann sedimentär, erosiv oder tektonisch bedingt sein.

Einfallen - *dip*: Winkel zwischen Falllinie einer Schichtfläche (oder einer Störungsfuge) mit der Horizontalebene (stets senkrecht zum **Streichen**). Fallwinkel ($0 - 90^\circ$), Fallrichtung (-azimut) ($0 - 360^\circ$).

en échelon-Anordnung - *stepping arrangement*: Bezeichnung für gestaffelte Anordnung von Bruchflächensegmenten (oder auch Falten). Betrachtet man die einzelnen Segmente in ihrer Streichrichtung, so wird je nach Ausrichtung der Verbindungsstrukturen von einem Segment zum anderen mit **dextral** ein rechtstretender Übertritt (*right stepping overstep, stepover*) oder mit **sinistral** ein linkstretender Übertritt (*left stepping overstep, stepover*) bezeichnet.

ererbte - *inherited*: Oft gebräuchlicher Ausdruck in Zusammenhang mit einem Bruchmuster oder Störungen, die während einer früheren Deformationsphase gebildet worden sind, und zu Beginn einer späteren Phase als Schwächezonen im Untergrund vorliegen. Je nach Orientierung der Hauptspannungsrichtungen werden diese ererbten Bruchflächen bevorzugt wieder benutzt (reaktiviert).

Erosion - *erosion*: Mechanischer und/oder chemischer Abtrag von Gestein, insbesondere durch bewegtes Wasser (Fließgewässer und Eis); auch durch Wind.

Fazies - *facies*: Erscheinungsformen und Merkmale eines **Sedimentgesteins**, die auf seine ursprünglichen Bildungsbedingungen schliessen lassen; diese Merkmale können in ein und demselben Ablagerungsraum und zugleich lateral variieren (z. B. tonig → kalkig → sandig).

Flexur - *flexure*: Gestreckt-S-förmige Verbiegung eines Schichtverbands. Meist bildet sich bei leichtem Vertikalversatz im **Sedimentgestein** zuerst eine Flexur bevor es zum **Bruch (Abschiebung)** kommt.

Formation - *formation*: Basiseinheit für die Benennung von **Sedimentgesteinen** lithogenetisch zusammengehöriger Bildung ("kartierbare Einheit").

Fresnel-Zone - *fresnel zone*: Der laterale Bereich eines **Reflexionshorizonts**, von dem aus die reflektierte Energie noch innerhalb einer halben Wellenlänge beim Registriergerät ankommt.

Geofon - *geophone*: Ein Geofon ist ein hochempfindliches Messinstrument, das geringste Erschütterungen des Bodens mittels einer frei schwingenden Induktionsspule in elektrische Signale umwandelt. Die Stärke (Amplitude) der elektrischen Signale ist proportional zur Stärke der Erschütterung. Durch kontinuierliche Registrierung kann die zeitliche Abfolge der Bodenunruhe und der eintreffenden seismischen Wellenanteile registriert werden.

Geologisches Modell - *geological model*: Darstellung des geologischen Aufbaus eines Untersuchungsgebiets aufgrund der verfügbaren Kenntnisse.

Graben - *graben*: Trogartige, infolge Dehnungsbeanspruchung der oberen Erdkruste, an Verwerfungen relativ eingetiefte Scholle zwischen zwei Nachbarschollen (Horste); meist mit jüngeren Sedimenten (z. B. Rheingraben) verfüllt.

Grundgebirge - *basement*: Älterer Gesteinskomplex, der aus **kristallinen**, d. h. magmatischen, metamorphen sowie ggf. sedimentären Gesteinen besteht und (meist diskordant) von jüngeren Sedimenten, d. h. dem **Deckgebirge** überlagert wird. Der Begriff sollte nicht alleine verwendet werden. Entweder *kristallines Grundgebirge* oder prämesozoische Sedimentserien (meist *Permokarbon*). Ist beides zusammen gemeint, sollte der Begriff **Sockel** verwendet werden.

Grundwasser - *groundwater*: Generelle Bezeichnung für unterirdisches Wasser, das vor allem infolge der Versickerung von Niederschlägen und Oberflächengewässern in die Gesteine des

Untergrunds eindringt und dort Hohlräume zusammenhängend ausfüllt. Dabei wird die Grundwasserbewegung fast ausschliesslich von der Schwerkraft (hydraulischer Gradient) und den durch die Bewegung selbst induzierten Reibungskräften bestimmt. In Zusammenhang mit der Endlagersicherheit versteht man unter "Grundwasser" meist nur den Anteil an beweglichem Wasser.

Hangendes - *hanging wall*: Das eine bestimmte Schicht überlagernde Gestein. Gegensatz: **Liegendes**.

herzynisch - *Hercynian*: Bezeichnung für NW-SE-streichende Strukturen im variskischen Gebirgskörper, d. h. in Mitteleuropa (nach der Längerstreckung des Harzgebirges benannt). Synonym: **variskisch**.

Horizontalverschiebung - *strike-slip fault*: Bezeichnung für allgemein steile Bruch- und Bewegungsflächen mit überwiegendem Horizontalversatz (auch Seitenversatz). Reine Horizontalverschiebungen (*pure strike-slip faults*) sind verhältnismässig selten, denn meistens setzt sich der Gesamtversatz an einem System von Horizontalverschiebungen neben den Horizontalkomponenten aus Extensions- oder Einengungskomponenten zusammen (s. auch **Transpression** und **Transtension**).

Horizontalverschiebungskomponente - *strike-slip displacement*: Der Gesamtversatz an einer tektonischen Bewegungsfläche lässt sich quantitativ in tektonisch signifikante vektorielle Komponenten auflösen. Je nach Relativbewegung zwischen **Hangendem** und **Liegendem** ist die Komponente parallel zum Fallen entweder eine Abschiebungskomponente oder eine Überschiebungskomponente. Im **Streichen** der Fläche misst man die Horizontal- oder Seitenverschiebungskomponente.

Horizontkarte - *horizon map*: Darstellung der 3D-seismischen Daten entlang eines ausgewerteten seismischen Horizonts. Diese Darstellungsart wird gewählt, wenn charakteristische Änderungen der seismischen Eigenschaften entlang einer reflexionsseismisch erfassten Gesteinsschichtgrenze mittels **Attributanalysen** sichtbar gemacht werden sollen.

Horizontscheibe - *horizon slice*: Darstellung der 3D-seismischen Daten parallel zu einem ausgewerteten seismischen Horizont. Diese Darstellungsart wird gewählt, wenn charakteristische Änderungen der seismischen Eigenschaften parallel zu einer reflexionsseismisch erfassten Gesteinsschichtgrenze mittels **Attributanalysen** oder Kohärenzdarstellung sichtbar gemacht werden sollen.

Impedanz, akustische - *acoustic impedance*: Produkt aus Dichte (ρ) und seismischer Wellenausbreitungsgeschwindigkeit (v) einer Gesteinsschicht. Die akustische Impedanz ist ein Mass für die Reflektivität der mittels der **Reflexionsseismik** untersuchten Gesteinsschichten. Je grösser der akustische Impedanzkontrast zweier angrenzender Gesteinsschichten, desto stärker ist die Amplitude der reflektierten seismischen Wellen.

Inlines: Aus dem Englischen übernommener Begriff für die seismischen Profillinien, welche in Richtung parallel zur Kabelauslage orientiert sind (im vorliegenden Fall der 3D-Seismikkampagne Zürcher Weinland in SW-NE-Richtung). Die Profillinien senkrecht dazu werden sinngemäss **Crosslines** genannt. Die digitalen Daten sind meistens in diesen beiden Richtungen für die Auswertung abgespeichert.

Inversion - *inversion*: Komplex überlagerte Deformationsformen, entstanden durch Umkehrung des ursprünglichen Bewegungssinns durch **Überschiebungen** meistens entlang (vor-maliger) **Abschiebungen**.

Isochronen - *isochron*: Linien gleicher (Reflexions-) Zeit

Isohypsen - *contour lines (of depth below sea-level)*: Verbindungslinien gleicher Meereshöhe (= Höhengichtlinien). Wird die Tiefenlage eines kartierten Gesteinshorizonts durch Linien gleicher Tiefe, bezogen auf die mittlere Meereshöhe angegeben, so spricht man von einer *Isohypsenkarte*. Wird die Tiefenlage hingegen bezogen auf ein anderes Referenzniveau angegeben (z. B. **SRD** = Seismic Reference Datum), so wird die entsprechende Karte als *Tiefenkarte* bezeichnet.

Jura - *Jura(ssic)*: Bezeichnung einerseits für das mittlere stratigraphische System innerhalb des Mesozoikums und andererseits für die tektonische Einheit des Juragebirges, dessen Gesteine vorwiegend aus Ablagerungen der Trias und des Juras bestehen. In der Schweiz gliedert sich das Juragebirge in den von der Alpen Orogenese beeinflussten *Faltenjura* (ab dem Spätmiozän wurde der mesozoische Sedimentstapel teilweise durch einen aktiven (Fern-)Schub aus den Alpen komprimiert) und den *Tafeljura*, bei dem die Gesteinsschichten seit ihrer Entstehung etwa in der gleichen Lage verharren; lediglich die Hebung des Schwarzwalds und die Absenkung des Molassetrogs verursachte eine leichte (Südost-)Neigung des Schichtstapels. Neben *Faltenjura* ist auch *Kettenjura* als Bezeichnung gebräuchlich.

Kalkstein - *limestone*: Mehrheitlich aus Kalziumcarbonat (CaCO_3) bestehendes **Sedimentgestein**.

Kompaktion - *compaction*: Volumen- und Porositätsreduktion eines Sediments durch Verdichtung des Korngefüges (Packung) infolge Überlast bei fortdauernder Ablagerung und **Subsidenz** (oder auch Eisauflast); führt zur Auspressung und damit zur Migration von meist mineralisiertem Porenwasser.

Kristallin(gestein) - *crystalline (rock)*: Kollektiv verwendeter Begriff für magmatische und metamorphe Gesteine (z. B. Granite bzw. Gneise), im Kontrast zu den **Sedimentgesteinen**. In der Nordschweiz Teil des (**variskischen**) **Grundgebirges** unter dem **Juragebirge** und dem **Molassebecken**; im Schwarzwald aufgeschlossen.

Liegendes - *foot wall*: Das eine bestimmte Schicht unterlagernde Gestein. Gegensatz: **Hangendes**.

lithologisch - *lithologic*: gesteinsmässig; das Gestein betreffend, speziell die makroskopisch feststellbaren Eigenschaften von **Sedimentgesteinen**.

Mächtigkeit - *thickness*: Dicke eines Gesteinspakets, gemessen senkrecht zu den beiden Begrenzungsfugen.

Markerhorizont - *marker horizon*: Reflektierende Gesteinsschichtgrenze (**Reflexionshorizont**) mit relativ konstantem seismischem Charakter, die im ganzen Kartierungsgebiet erkannt werden kann und deshalb als Ausdruck ein und desselben lithostratigraphischen Horizonts interpretierbar ist. Die ausgewerteten seismischen Markerhorizonte bilden das Gerüst jeder Interpretation eines reflexionsseismischen Datensatzes. Sie erlauben eine sichere Kartierung der Strukturen und können nach der Zeit/Tiefen-Umrechnung für die Darstellung der wahren räumlichen Lage wichtiger geologischer Einheiten anhand von Tiefenkarten verwendet werden. Die weiteren Reflexionshorizonte mit weniger konstantem seismischem Charakter, die nur in einem Teil des Untersuchungsgebiets erscheinen oder ihren Charakter lateral ändern, sind sogenannte *Hilfshorizonte*.

Mesozoische Überdeckung - *Mesozoic cover*: Serie bzw. Abfolge von **Sedimentgesteinen** mesozoischen Alters, die in der Nordschweiz den **Sockel**, d. h. die permokarbonischen Sedimente sowie das kristalline **Grundgebirge**, überlagern.

Molassebecken - *Molasse basin*: Randsenke zwischen dem **Jura** und den Voralpen in der Nordschweiz, die mit detritischen Sedimenten (**Erosionsmaterial** der Alpen) des Tertiärs (Oligozän und Miozän) verfüllt ist. Das Becken ist bis zu 70 km breit bei einer Mächtigkeit der Sedimentfüllung von bis zu 6 km.

Neotektonik - *neotectonics*: Tektonische Dynamik der jüngsten Erdgeschichte (seit dem Jungtertiär).

Opalinuston - *Opalinus Clay*: Im Tafel- und Falten**jura** sowie unter dem **Molassebecken** der Nordschweiz weit verbreitete und bis zu 120 m mächtige **Tonsteinformation** des untersten Doggers (Dogger alpha), die aus einer Abfolge von relativ homogenen, gut konsolidierten dunkelgrauen **Tonen** und Mergeln besteht.

Orogenese - *orogeny*: Synonym für Gebirgsbildungsphase.

Permokarbondrog - *Permo-Carboniferous trough*: Tiefe Grabenstruktur im kristallinen **Grundgebirge** der Nordschweiz (Nordschweizer Permokarbondrog = NPT), die mit Sedimenten prämesozoischen Alters verfüllt und vom mesozoischen **Deckgebirge** überlagert ist.

Quartärablagerungen - *Quaternary deposits*: Glaziale Bildungen (v. a. Moräne), fluviatile und fluvioglaziale Lockergesteinsablagerungen (v. a. Kiese und Sande) sowie Seesedimente der Eis- und Zwischeneiszeiten.

Rahmengesteine - *surrounding rocks*: Abfolge von vorwiegend geringdurchlässigen Gesteinsschichten zwischen dem Wirtgestein und den regionalen Aquiferen im **Hangenden** und im **Liegenden**. Die *Oberen Rahmengesteine* («upper confining units») reichen vom Dach des Wirtgesteins (**Opalinuston** und Murchisonae-Schichten in toniger Fazies) bis zum Malm-Aquifer; sie bestehen aus **Tonsteinschichten** und Mergeln, mit Einschaltungen von potentiell wasserführenden Schichten. Die *Unteren Rahmengesteine* («lower confining units») im Liegenden des Opalinustons umfassen zusätzlich noch Anhydritablagerungen und reichen bis zum Muschelkalk-Aquifer (Trigonodus-Dolomit). S. auch **Wirtgestein**.

reaktivieren - *reactivate*: Bezeichnung für Wiederbenutzen einer Bruchfläche, die während einer früheren Deformationsphase erzeugt wurde (s. auch **ererbt**).

Reflexionseinsatz - *reflection*: Die Energie einer künstlich angeregten seismischen Welle, die von einer oder mehreren reflektierenden Gesteinsschichtgrenzen (**Reflexionshorizonte**) zurückgeworfen (reflektiert), an der Oberfläche registriert und als elektrisches Signal (*Reflexions-signal*) aufgezeichnet worden ist. Ziel der meisten reflexionsseismischen Untersuchungen ist es, die Lage der Reflexionshorizonte aus den Messungen der Laufzeiten der Reflexionseinsätze zu bestimmen und daraus die strukturgeologischen Verhältnisse abzuleiten. Anhand der lateral, entlang der erfassten Reflexionshorizonte ändernden Amplituden der registrierten Reflexionssignale können im Rahmen des seismischen Auflösungsvermögens zusätzlich auch stratigraphische Änderungen untersucht werden.

Reflexionshorizont - *reflector*: Aufgrund vorhandener **akustischer Impedanzkontraste** reflektierende Gesteinsschichtgrenze.

Reflexionsseismik - *reflection seismics*: s. **Seismik**.

rezent - recent: Erscheinungen und Bildungen der geologischen Gegenwart.

Riedel-Scherflächen - Riedel shears: Sekundäre Zweiggleitflächen oder Nebengleitflächen (*secondary slip surfaces*), die in einer Bruchzone zusätzlich zu den Hauptgleitflächen (*principal slip surfaces*) auftreten. Haupt- und Zweigstörungen können miteinander beliebige Winkel einschliessen, die Art der Relativbewegungen an den Zweigstörungen ist aber abhängig von ihrer Orientierung zur Hauptstörung. Zweigstörungen (Riedel-Scherflächen), die mit der Hauptstörung einen Winkel $< 45^\circ$ bilden werden als *synthetische* Riedel-Scherflächen bezeichnet, Zweigstörungen mit einem Winkel $> 45^\circ$ und $< 90^\circ$ als *antithetische* Riedel-Scherflächen. **Synthetische** Scherflächen besitzen denselben Verschiebungssinn wie die Hauptstörung, **antithetische** Scherflächen den entgegengesetzten Verschiebungssinn (s. auch **antithetisch**).

Schichtlücke - hiatus: Zeitliche Unterbrechung einer Ablagerungsfolge; meist mit einer Diskordanz verbunden.

Sedimentgestein - sedimentary rock: Gestein, das durch die Konsolidierung bzw. Verfestigung (Diagenese) von Lockergesteinsablagerungen (klastische oder detritische Sedimente), der Ausscheidung gelöster Stoffe aus übersättigten Lösungen (chemische Sedimente) oder aus Resten abgestorbener Organismen (biogene Sedimente) entsteht. Man unterscheidet kontinentale (terrestrische und lakustrische), d. h. auf dem Festland sowie marine, d. h. im Meer abgelagerte Sedimentgesteine.

Seismik - seismics: Kurzbezeichnung für eine geophysikalische Messmethode zur Lokalisierung und Abbildung der strukturellen und stratigraphischen geologischen Verhältnisse im Untergrund. Künstlich an der Oberfläche erzeugte Erschütterungen breiten sich in Form von seismischen Kompressions- und Scherwellen in den Untergrund aus. An Grenzflächen zwischen Gesteinsschichten mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften (**Reflexionshorizonte**) werden diese Wellen gebrochen und teilweise reflektiert (gespiegelt). In der *Reflexionsseismik* werden die reflektierten Wellen in der näheren Umgebung des Anregungsorts an der Erdoberfläche registriert und anschliessend hinsichtlich einer Analyse des Schichtaufbaus der Gesteine ausgewertet. Meistens werden dabei nur die Kompressionswellenanteile (p-Wellen) ausgewertet. *3D-Seismik* wird als Kurzbezeichnung für ein flächendeckendes reflexionsseismisches Messverfahren zur dreidimensionalen, räumlichen Erkundung der Gesteinsschichten verwendet. Sie ist eine moderne Weiterentwicklung der ursprünglich nur entlang einzelner Messprofile durchgeführten Reflexionsseismik (*2D-Seismik*). Die *Refraktionsseismik* macht sich die entlang der Grenzschichten rascher ausbreitenden gebrochenen, refraktierten seismischen Wellen zur Untersuchung der seismischen Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten und der Schichtstrukturen in Bereichen grösserer Abstände zum Anregungsort zunutze.

Seismische Spur - seismic trace: Zeitlineare Aufzeichnung der **Reflexionseinsätze**, die an einer Messstation registriert oder bei der Datenverarbeitung einer Messlokation zugeordnet werden.

Seismisches Rauschen - seismic noise: Als seismisches Rauschen wird die von den Geofonen registrierte allgemeine Bodenunruhe (*ambient vibrations*) bezeichnet, welche durch Verkehr, Maschinen, Spaziergänger, Wind, Brandung, etc. verursacht wird. Falls diese unkorrelierten Störanteile (*random noise*) im interessierenden Frequenzbereich liegen (hier 10 bis 100 Hz), können sie in der Datenverarbeitung nur unterdrückt, nicht aber gänzlich eliminiert werden. Während der Interpretation der Daten müssen Gebiete mit erhöhtem Rauschanteil besonders beachtet werden. Lokal begrenzte Glättungsfilter können angewendet werden, um den Rauschanteil weiter zu unterdrücken, sofern sie die primären Reflexionssignale nicht beeinträchtigen.

Seismostratigraphie - *seismic stratigraphy*: Methode zur Bestimmung der Art und der geologischen Geschichte sedimentärer Gesteine und deren Ablagerungsbedingungen anhand reflexionsseismischer Hinweise (s. **Stratigraphie**).

sinistral - *sinistral, left-lateral*: Bezeichnung für links-verschiebende **Horizontalverschiebungen**, d. h. steht der Betrachter auf einer Bruchscholle, verschiebt sich die andere nach links. Gegensatz: **dextral** (s. auch **en échelon-Anordnung**).

Sockel - *basement*: s. **Grundgebirge**.

Spannung - *stress*: Gesteinsinterner mechanischer Widerstand gegen äusseren Krafteinwirkung.

SRD - *seismic reference datum*: bezeichnet das Referenzniveau, auf welches sich die reflexionsseismischen Daten beziehen. Im vorliegenden Fall wurde während der Datenverarbeitung die Referenzhöhe SRD = 500 m ü.M. verwendet, weshalb sich alle Angaben zu sämtlichen Reflexionszeiten und den daraus abgeleiteten Tiefen auf dieses Niveau beziehen.

Störung, Störungszone - *fault, fault zone*: Bezeichnung für Trennflächen im Gebirge, an denen eine relative Verschiebung der getrennten Gesteinsschollen erkennbar ist (Ab-, Auf-, Über- und Blattverschiebung). Störungen entstehen unter spröden Verformungsbedingungen (Verlust der Kohäsion). Eine Störungszone ist aus mehreren (sub-) parallelen oder netzförmig miteinander verbundenen Trennfugen aufgebaut. Oberbegriff für alle mehr oder weniger steil stehenden tektonischen Elemente von lokaler und regionaler Bedeutung.

Stratigraphie - *stratigraphy*: Geologischer Wissenschaftszweig, der die Gesteine unter Betrachtung all ihrer Merkmale nach ihrer zeitlichen Bildungsfolge ordnet und eine Zeitskala zur Datierung der geologischen Vorgänge und Ereignisse aufstellt. Damit bildet die Stratigraphie die Grundlage für die Rekonstruktion der Geschichte der Erde, aber auch in entscheidender Weise für Fragen der regionale Geologie. Erfolgt die Zeit- und Altersbestimmung mit Hilfe aufgefundener Fossilien, spricht man von *Biostratigraphie*. Unter ausschliesslicher Verwendung petrographischer, geochemischer und anderer Methoden, ohne Benutzung von Fossilien, spricht man von *Lithostratigraphie*. Die Lithostratigraphie ist in der Lage, örtlich oder regional auftretende Gesteinseinheiten zu beschreiben und fazielle, räumliche oder zeitliche Beziehungen der einzelnen Fundpunkte zueinander darzustellen.

Streichen - *strike*: Richtung der Höhenlinien einer Schichtfläche (oder einer Störungsfuge), gemessen als Winkel gegenüber der Nordrichtung (0 - 180°).

Subsidenz - *subsidence*: Absenkung von Teilen der Erdkruste (ohne Horizontalbewegung) Gegensatz: *Hebung*. Subsidenz im Bereich entstehender Meeresbecken und die tektonische Absenkung von Gebirgsvortiefen (z. B. **Molassebecken**) ermöglichen die Akkumulation grosser Mengen von Sedimenten.

Synklinale - *syncline*: Muldenartige Verformung einer Schichtabfolge. Gegensatz: **Antiklinale**.

Ton - *clay*: Bezeichnung für die feinste klastische Sedimentfraktion sowie daraus entstehende **Sedimentgesteine** mit Korngrössen < 0.002 mm (Tonfraktion). Sie bestehen aus Produkten verwitterter Gesteine (Glimmer, Quarz, Feldspat) und (meist neu gebildeten) Tonmineralen.

Tonstein - *claystone, shale*: Diagenetisch verfestigtes Tonsediment.

Transpression - *transpression*: Bezeichnung für tektonische Bewegungen entlang einer **Störungsfläche** die sowohl eine kompressive (senkrecht zur Störungsrichtung) als auch eine

streichende (horizontale) Verschiebungskomponente besitzen (s. auch **Horizontalverschiebungskomponente**).

Transtension - *transtension*: Bezeichnung für tektonische Bewegungen entlang einer **Störungsfläche** die sowohl eine extensive (distensive) als auch eine horizontale (streichende) Verschiebungskomponente besitzen (s. auch **Horizontalverschiebungskomponente**).

Transversalstörung, -verschiebung – *strike-slip fault*: Synonym für Blattverschiebung, s. **Störung** oder **Horizontalverschiebung**.

Überschiebung - *thrust fault*: Versatz eines Gesteinsverbands infolge horizontaler Einengung entlang einer Überschiebungsfläche; bewirkt auch eine relative Vertikalbewegung der durchscherten Formationen. Steilere Überschiebungen ($> \text{ca. } 45^\circ$) werden als **Aufschiebungen** (*reverse fault*) bezeichnet. Sie entstehen häufig durch die **Inversion** von ursprünglich als **Abschiebungen** entstandenen Bruchflächen.

Überschiebungskomponente - *thrust or reverse-slip displacement*: s. **Horizontalverschiebungskomponente**.

variskisch - *Variscan*: Weit verbreitete europäische Gebirgsbildungsphase im späteren Paläozoikum (Erdaltertum): z. B. Schwarzwald, Vogesen, Harz. Synonym: **herzynisch**.

Verwerfung - *fault*: Synonym für **Abschiebung**, s. auch **Störung**.

Wirtgestein - *host rock*: Gesteinseinheit oder geologische Schichtfolge, die bezüglich ihrer sicherheitsrelevanten Eigenschaften im Hinblick auf die geologische Lagerung radioaktiver Abfälle untersucht wird. Für die Option "**Opalinuston**" umfasst das Wirtgestein die lithostratigraphische Einheit des Opalinustons sowie die darüberliegenden Murchisonae-Schichten, sofern diese in vergleichbarer Ausbildung (d. h. in toniger **Fazies**) wie der Opalinuston vorliegen. In der Sondierbohrung Benken wurden die über dem Opalinuston liegenden Murchisonae-Schichten in einer Teufe von 538.84 und 558.52 m angetroffen. Ab 539.70 m sind sie in der gleichen tonigen Fazies wie der Opalinuston ausgebildet. Mit Ausnahme der obersten 0.86 m werden die Murchisonae-Schichten in der Sondierbohrung Benken deshalb zum potentiellen Wirtgestein gezählt. Dessen Mächtigkeit beträgt dort insgesamt 112.34 m.

Wellenzug - *wavelet*: Eine aus den reflexionsseismischen Daten extrahierte oder abgeleitete, dem Frequenzbereich angepasste Impulsantwort; entspricht dem reflektierten Signal eines einzelnen **Reflexionshorizonts** mit positivem **akustischem Impedanzkontrast**. Werden die aus den Sonic- und Dichte-Logs einer Bohrung berechneten Reflexionskoeffizienten mit dieser Signalform gefaltet, so erhält man ein mit den reflexionsseismischen Daten vergleichbares synthetisches Seismogramm.

Zeitscheibe - *time slice*: Darstellung einer horizontalen Schnittfläche mit konstanten Reflexionszeitwerten durch den 3D-seismischen Datensatz. Diese Darstellungsart kann bei der Auswertung ebenso verwendet werden, wie die herkömmliche Darstellung von vertikalen Schnittbildern (Profilen).