

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1977	Heft 3	S. 243—270	Wien, Dezember 1977
-------------------	---------------	--------	------------	---------------------

Geophysikalische Untersuchungen an der Diendorfer Störung

Von H. FIGDOR & A. E. SCHEIDEGGER *)

Mit 20 Abbildungen und 2 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 8, 9, 21, 22, 36—38, 53—55

Schlüsselwörter	<i>Diendorfer Störung</i>	<i>Gebäudeschäden</i>
	<i>Schwereanomalien</i>	<i>Setzungserscheinungen</i>
	<i>Magnetik</i>	<i>Klüfte</i>
	<i>Gravimetrie</i>	<i>rezente Tektonik</i>
	<i>Seismik</i>	<i>Waldviertel, Platt (Umgebung)</i>
	<i>Spannungsfeld, tektonisches</i>	<i>Dunkelsteiner Wald</i>

INHALT

Zusammenfassung	244
Abstract	244
1. Einleitung	244
1.1. Allgemeines	244
1.2. Geographische Übersicht	245
1.3. Geologische Situation	245
2. Seismologie	247
3. Gravimetrie	249
3.1. Grundlagen	249
3.2. Meßarbeiten	250
3.3. Reduktionen	250
3.4. Kartierung	251
3.5. Störkörperberechnung	252
4. Magnetische Messungen	256
4.1. Zwei Profile in Richtung des größten Schweregradienten	256
5. Klufmessungen	257
5.1. Grundsätzliches	257
5.2. Beschreibung der Meßregionen	258
5.3. Diendorfer Störung — Gesamtbild	261
6. Setzungserscheinungen an Gebäuden, Bauwerken und im freien Gelände in der Gemeinde Platt	264
6.1. Dokumentation	264
6.2. Zusammenhänge	265
7. Diskussion	268
Literaturverzeichnis	269

*) Anschrift der Verfasser: Dr. H. FIGDOR, Prof. Dr. A. E. SCHEIDEGGER: Technische Universität Wien, Institut für Geophysik, Gußhausstraße 27—29, A-1040 Wien.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt eine geophysikalische Untersuchung der Diendorfer Störung dar. Aus vorhandenen Daten seismischer Aktivität werden Rückschlüsse auf eine Zone geringerer Dichte entlang der Störung gezogen. Eine umfassende gravimetrische Untersuchung ist Grundlage für die Berechnung eines Störkörpers nach Ausmaß, Lage und Tiefe. Anhand einer Rekonstruktion wird ein Nachweis für eine Verschiebungsrate der beiden sich aneinander vorbeibewegenden Blöcke im Ausmaß von 40 km gegeben.

Magnetische Messungen untermauern in einem Teilgebiet der gravimetrischen Aufnahme letztere und brachten weiters ein stark ausgeprägtes Maximum im Gebiet um Theras zutage.

Weiters wurden Kluftmessungen durchgeführt. Die bevorzugten Kluftstreichrichtungen für 10 Aufschlußgruppen im Bereich der Diendorfer Störung ergaben eine grundsätzliche Parallelität der Klüfte, abgesehen davon, daß beim Eingang der Wachau eine Verschwenkung um etwa 30° in Richtung des Donaudurchbruches besteht. Aus den Kluftrichtungen können die Hauptspannungsrichtungen berechnet werden. Diese bilden für das gesamte Gebiet ein im wesentlichen N—S und E—W gerichtetes System.

Anhand einer Dokumentation von Schäden an Gebäuden, Bauwerken und Setzungserscheinungen im freien Gelände wurde eine Zone tektonischer Aktivität gefunden. Darüber hinaus wurde die Linie, entlang welcher Beschädigungen auftreten, in Zusammenhang mit dem System der Diendorfer Störung gebracht.

Abstract

The present paper presents a geophysical investigation of the Diendorf Fault in Eastern Austria. Data on seismic intensities indicate a zone of decreased density along the fault. The shape, size and depth of the anomalous low-density mass has been calculated upon the basis of an extensive gravimetric survey of the region. By making a fit of the gravity anomalies on the two sides of the fault it is shown that the shift of the two sides has been 40 km. Magnetic investigations corroborate the gravity-results and indicate a further strong anomaly in the area around the town of Theras.

Furthermore, measurements of the orientations of joints were made. The preferred strike directions of 10 groups of outcrops in the vicinity of the Diendorf Fault were determined; they show a basic parallelity, except for a deviation by about 30° at the entrance of the Wachau in the direction of the break-through of the Danube. The principal stress directions calculated from the joints form an essentially E—W and N—S system for the whole region.

A documentation of damage to buildings in built-up areas and of consolidation phenomena in the free field indicates a zone of tectonic activity along a line in the vicinity of the Diendorf Fault which can be related to the latter.

1. Einleitung

1.1. Allgemeines

In jüngster Vergangenheit haben die Erdbeben in unserer nächsten Nachbarschaft neuerlich gezeigt, daß geologisch junge Formationen nach wie vor in Bewegung sind. Solche Bewegungen treten nun nicht in willkürlicher Art und Weise auf, sondern es gibt Linien, sogenannte Störungszonen, an denen Spannungsumlagerungen, die bisweilen mit Verschiebungen verbunden sind, stattfinden. Ein uns unmittelbar bekanntes Beispiel ist die Thermenlinie im SW Wiens.

Ein weniger populäres Beispiel ist die Diendorfer Störung am SE-Rand der Böhmisches Masse. Zahlreiche Geologen haben sich mit dem Gebiet um diese Störungszone beschäftigt. Es wurden dabei die verschiedensten Vermutungen bezüglich der Verschiebungsraten angestellt.

Es schien daher von großem Interesse, mit geophysikalischen Explorationsmethoden Untersuchungen an der Diendorfer Störung durchzuführen.

Ziel der Untersuchungen war das Auffinden des exakten Verlaufes der Störungsline, besonders im nördlichen Teil, und das Berechnen eines Störkörpers im Bereich

der Auflockerungszone zwischen den beiden sich aneinander vorbeibewegenden Blöcken. Es wurden aber darüber hinaus (aus Kluftmessungen und Untersuchungen von Gebäudeschäden) noch wertvolle Hinweise über die tektonische Aktivität an der Störung gefunden.

1.2. Geographische Übersicht

Der Verlauf der Diendorfer Störung erstreckt sich vom Raum Wieselburg in nord-östlicher Richtung annähernd geradlinig entlang des unteren Melktales (Melkfluß) über Melk, folgt dem Wachauingang, dann dem Aggsbach und dem Halterbach und führt weiter über Mautern und Krems in Richtung Maissau am Manhartsberg. Von hier weicht die Störungslinie, wie später gezeigt wird, nach Norden aus und nähert sich dann der tschechischen Grenze.

Es handelt sich hier also um ein Gebiet im Bundesland Niederösterreich, das ein Stück Alpenvorland, Teile der Wachau, den Dunkelsteiner Wald, Teile des Wald- und Weinviertels einschließt.

Die oben beschriebene Störungslinie hat annähernd die Richtung N 45° E, sie berührt und kreuzt je einmal den Lauf der Donau bei Melk-Schönbühel, bzw. im Raum Krems.

Der steile Abfall des Hiesberges nach NW, an dessen Fuß das Bett des Melkflusses liegt, läßt den Verlauf der Störung in seiner Geradlinigkeit besonders gut in der Natur erkennen. Der Störung weiter nach NE folgend, gelangt man durch Melk und dann in den Wachauingang bei der Pielachmündung. Von hier aus verläuft die Störung entlang des rechten Donauufers und zweigt an der Stelle, wo die Donau nach Norden ausweicht, von dieser ab. Auch diese Abzweigung nördlich des Blausausgrabens ist in der Natur gut zu sehen. Die Täler des Aggsbaches und des Halterbaches stellen ebenfalls deutlich erkennbare Spuren der Störungszone dar.

Im Löß zwischen Krems und Langenlois ist an der Oberfläche von der Störung nichts zu erkennen, ebenso wenig im Gebiete des Manhartsberges und schließlich im Raume Maissau. Im relativ ebenen Gelände südlich Retz, östlich Pulkau bzw. um Zellerndorf und Schrattenthal, welches überwiegend aus tertiären Becken besteht, ist ebenfalls von der Störungszone an der Oberfläche nichts zu sehen.

Die Gesamtlänge des in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Gebietes beträgt ca. 93 km. Beiderseits der Störung wurde ein Gebiet mit der durchschnittlichen Breite von ca. 10 km untersucht. Das ergibt eine Gesamtfläche (einschließlich des Gebietes der Auslenkung der Störungslinie aus der Geraden im Raum Retz—Pulkau) von über 2200 km². Im südlichen Teil des Gebietes herrscht stark kuppiges Gelände vor (Dunkelsteiner Wald, Teile der Böhmisches Masse), während im nördlichen Gebiet weitestgehend flaches Gelände anzutreffen ist (Tertiärbecken, Löß). Die Meereshöhen variieren von 190 m — im Donautal am Eingang des Tullner Feldes — bis zu 960 m — dem Gipfel des Jauerlings.

1.3. Geologische Situation

Die Diendorfer Störung ist die wichtigste Blattverschiebung am SE-Rand der Böhmisches Masse. Ihre geologische Situierung ist durch Abb. 1 veranschaulicht. SCHARBERT (1962) und SCHERMANN (1966) haben gezeigt, daß diese Störung eine Seitenverschiebung um 25 bis 70 km darstellt; und zwar ist der südliche Teil gegenüber dem nördlichen nach NE verschoben. SCHERMANN hat die Störung bis in den Mislitzer Horst am Süden der Boskowitz Furche verfolgt. Er macht für die Hauptbewegung dieser Horizontalverschiebung die Asturische Phase im Ober-Karbon verantwortlich.

THENIUS (1974) zieht jedoch ein jüngeres (alpidisches) Alter in Betracht. Er beschreibt die Störung, die in den kristallinen Gesteinen zu Myloniten geführt hat, durch den Verlauf von Wasserläufen (Melktal, Wachau, Aggsbach und Halterbach).

THENIUS (1974) beschreibt: Die Böhmisches Masse baut mit ihrem kristallinen Gestein den Untergrund des Waldviertels auf, welcher sich in nördlicher und westlicher Richtung weit in die Tschechoslowakei bzw. über Oberösterreich bis nach Bayern erstreckt. Im S gibt es Ausläufer bis über die Donau (Amstettener Bergland, Dunkel-

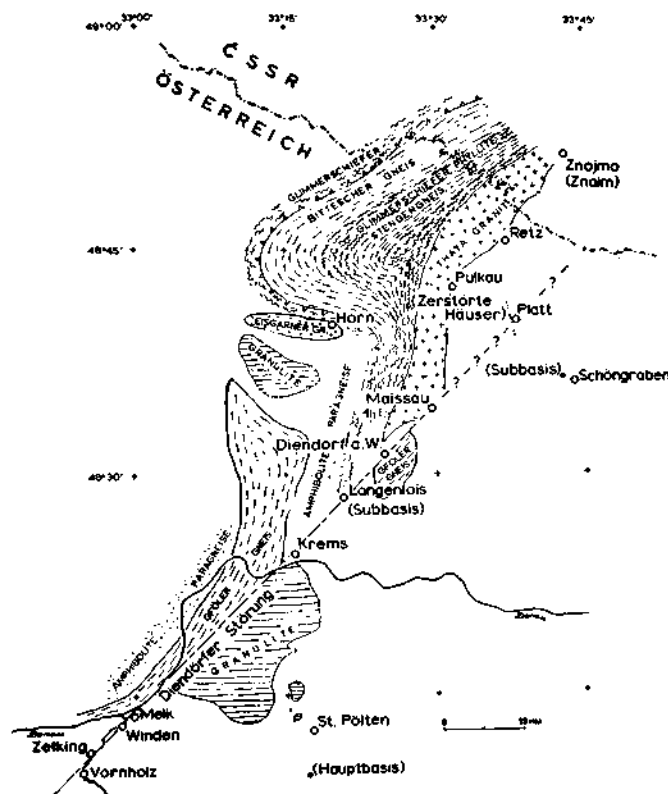


Abb. 1: Übersichtskarte des Waldviertler Grundgebirges schematisiert nach L. WALDMANN, 1958

steiner Wald). Im Osten stellt der Verlauf der Diendorfer Störung die Grenze dar. Die Gesteine der Böhmisches Masse fallen gegen die Molassezone im Süden und Osten schroff ab und setzen sich in die Tiefe teils weit unter den Alpenkörper fort. Die Gesteine der Böhmisches Masse sind Erstarrungsgesteine (Tiefengesteine), die einst innerhalb der Erdkruste erstarrten und durch Abtragung an die Oberfläche gelangten. Weiters sind es kristalline Schiefer, die meist verfaltet und aus sehr verschiedenartigen Ausgangsmaterialien zusammengesetzt sind. Es treten Mischgesteine (Migmatite) zwischen Tiefengesteinen und kristallinen Schiefen auf.

Das Moldanubikum besteht auf niederösterreichischem Boden aus einem westlichen Abschnitt, der im wesentlichen aus Graniten besteht, und aus einem östlichen

Teil, bestehend aus kristallinen Schiefern, die aus Erstarrungs- und Sedimentgesteinen hervorgegangen sind.

Alle kristallinen Schiefer zeigen Spuren tektonischer Umformung, die aber oft infolge der Umkristallisation durch das Aufdringen von Tiefengesteinen verwischt wurden. In diesem Zusammenhang entstanden auch Mischgesteine. Sie lassen trotz mancher lokaler Abweichung ein regionales SW—NE-Streichen erkennen und auch eine Abfolge von Westen nach Osten, die aus der sogenannten monotonen Serie, bunten Serie, Gföhler Gneis, Gneis-Amphibolit-Komplex und Granulit besteht.

Das Moravikum unterscheidet sich vom Moldanubikum durch Zusammensetzung und Herkunft der Gesteine und auch durch den geringeren Metamorphosegrad der kristallinen Schiefer. Für das Moravikum ist der von Osten gegen Westen, also vom Kern nach außen, zunehmende Metamorphosegrad kennzeichnend. Weiters wird in THENIUS beschrieben, daß das Moldanubikum während der variszischen Orogenese vom Westen her aufgeschoben wurde (ca. 18 km). Dies führte zu Schuppenbau und Schuppenfaltung und auch zu Überschuppungen. Die Böhmisches Masse hat zum letzten Mal durch die variszische Gebirgsfaltung und Falten tektonik im Jungpaläozoikum richtigen Gebirgscharakter erhalten. Die Abtragung im ausgehenden Paläozoikum führte zu einem Rumpfgebirge und seither verhält sich die Böhmisches Masse als starrer Block, in dem es nur mehr zu meist mit Mylonitbildung verbundener Bruchtektonik und zu Blattverschiebungen kam. Gerade in diesen Zonen ist eine Wiederaktivierung alter Bewegungsbahnen denkbar und nicht auszuschließen.

Die Diendorfer Störung ist eine schmale Zone, annähernd NE—SW verlaufend, mit einem plötzlichen Wechsel in der Geologie (oberflächlich betrachtet). Sie setzt sich NE von Maissau unter der Tertiärdecke fort und reicht laut SCHERMANN (1966) bis Brünn in der Tschechoslowakei. SCHERMANN berichtet weiters, daß der größte Teil der lateralen Verschiebung entlang der Diendorfer Störung während des Ober-Karbons stattfand.

2. Seismologie

GUTDEUTSCH und ARIC (1976) haben eine größere Anzahl von kleineren Erdbeben (0 bis 5 km Tiefe) am NW Rand der Störung registriert. GUTDEUTSCH und ARIC berichten, daß zwei mäßig aktive Zonen im ostalpinen Raum von Bedeutung sind. Eine davon verläuft in Streichrichtung der Westalpen und reicht im Osten bis zur Inntalstörung. Die andere reicht von den Karpaten über das Wiener Becken bis Italien. Darüber hinaus wird ein Gebiet schwächerer seismischer Aktivität im Bereich der Diendorfer Störung gesondert erwähnt.

Ein Ausschnitt einer Karte der räumlichen Verteilung der Erdbeben zeigt alle Epizentren 1901 bis 1974 im Nordosten Österreichs mit $I^0 > 3,5^0$ MS (Abb. 2). Es zeigt sich entlang der Diendorfer Störung eine Anhäufung von kleineren Beben. Entlang dieser Zone sind heute nur auf der NW-begrenzenden Scholle seismische Aktivitäten zu bemerken (oberflächennahe Beben). Es wäre nach der eben zitierten Arbeit zu erklären, daß die vorhandenen elastischen Spannungen sich durch Bruch auf der NW-Scholle und durch Kriechbewegungen auf der SE-Scholle ausgleichen.

Es sieht nun so aus, als ob durch einen NS-gerichteten Stauchungsprozeß, bedingt durch die Alpenfaltung und den Druck der Afrikanischen Platte gegen den Europäischen Kontinent, der an der Böhmisches Masse ein Widerlager findet, dadurch ein Umschwenken der Streichrichtung der Alpen in den Karpatenbogen bewirkt. An eben diesem Widerlager zerbricht das Gestein, sofern Schwächezonen vorhanden sind.

Es wäre nun denkbar, daß die Diendorfer Störung eine Gleitfläche zum Ausgleich dieser Bewegungen darstellt.

Im Gemeindegebiet von Platt (südlich Zellerndorf) wurde eine Anzahl von Setzungserscheinungen an Häusern (Mauerrisse leichter bis schwerster Form) gefunden, die mit einem Vorgang im Untergrund in Zusammenhang gebracht werden können, der mit der Diendorfer Störung verknüpft zu sein scheint.

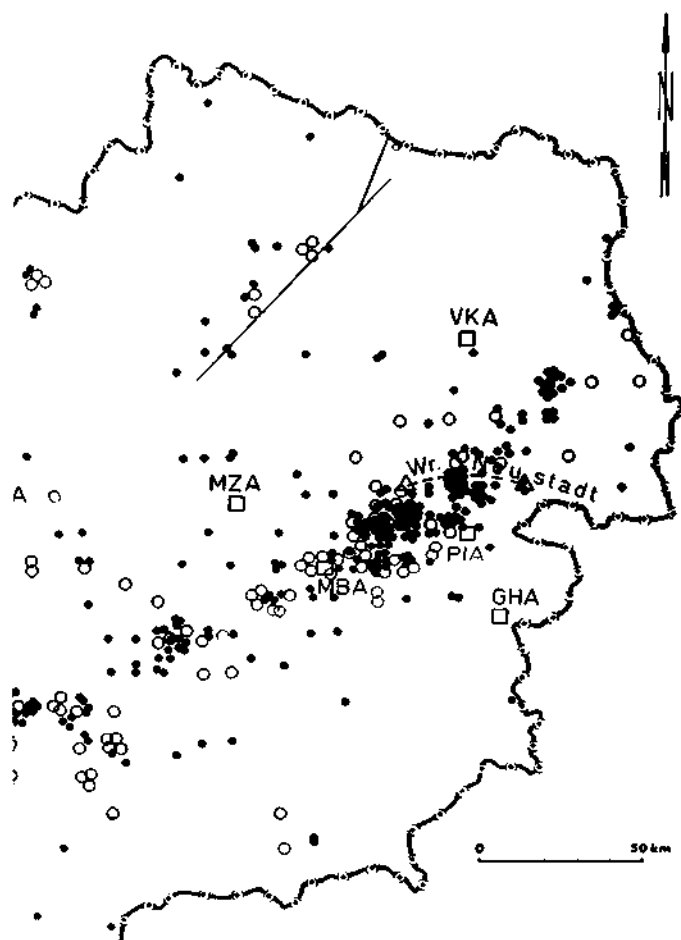


Abb. 2: Ausschnitt der Bebenkarte von GUTDEURSCH und ARIC (1976), vervielfältigt mit Genehmigung der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien vom 31. März 1977

Alle diese Informationen und Erscheinungen machen es wahrscheinlich, daß die Diendorfer Störung nach wie vor oder vielleicht wieder aktiv ist und daß ein besseres Verständnis dieses Mechanismus das Spannungssystem der ganzen Region klarer werden ließe.

Es wird nun angenommen, daß der Verlauf der Störung eine leicht erkennbare Spur am Plan der Isogammen (Linien gleicher Bouguer-Anomalien) hat, weil in der Auflockerungszone zwischen den beiden sich aneinander vorbeibewegenden Blöcken

Material mit relativ geringerer Dichte (aufgelockertes, zerriebenes Material, mit Porenwasser gefüllte Hohlräume) als in der Umgebung beiderseits der Störung zu erwarten ist.

Es gibt eine Karte mit Isoseismen vom Schwadorfer Beben (8. Okt. 1927) (Abb. 3). Darauf ist nun folgendes zu sehen: Die Intensität des Bebens nimmt ausgehend vom Herd in Schwadorf nach allen Seiten hin zunächst annähernd gleichmäßig ab. Es ist jedoch eine langgestreckte Zone N St. Pölten zu erkennen, in der es — relativ zur Umgebung gesehen — eine Verstärkung gibt. Solche Zonen sind dann möglich, wenn die Festigkeit des Bodens gering ist (z. B. Schotterbecken etc.).

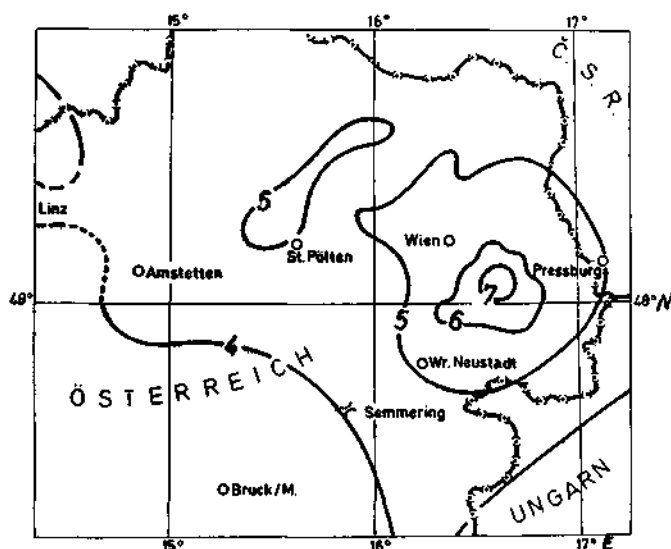


Abb. 3: Isoseismen des Schwadorfer Bebens vom 8. 10. 1927 (nach GANGL 1969), vervielfältigt mit Genehmigung der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien vom 31. März 1977

Entlang der Diendorfer Störung wurde aber im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine Auflockerungszone festgestellt, in der es relativ geringere Dichte im Boden gibt als in der Umgebung. Diese Zone stimmt nun mit der eben beschriebenen zum überwiegenden Teil überein. Man kann daher sagen, daß sich die Auflockerungszone der Diendorfer Störung auch durch die vorliegende Isoseismenkarte bestätigt.

Es war zu erwarten, daß der genaue Verlauf der Störungslinie anhand der Isogammenkarte nordöstlich von Maissau gefunden werden kann. Dort sind die kristallinen Gesteine von tertiärem Löß überdeckt. Die Störung ist daher nicht so wie im südwestlichen Bereich topographisch zu sehen.

3. Gravimetrie

3.1. Grundlagen

Für die Schweremessungen dienten folgende Grundlagen: Die Schwerekarte von Österreich, herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien, bearbeitet von E. SENFTL (1965). Da bei der Reduktion der Meßwerte für die vor-

liegende Arbeit ein anderes Ellipsoid zugrunde gelegt wurde als dem für die eben erwähnte Schwerekarte von Österreich, differieren die Werte der Bouguer-Anomalien um ungefähr +23,8 mgal im Mittel. Hier wurde das Ellipsoid aus dem Jahre 1964 verwendet (PICK, PÍCHA und VYSKOCIL, 1973):

$$\gamma = 978\,031,846 (1 + 0,005278895 \sin^2 \varphi - 0,000023462 \sin^4 \varphi) \quad (1)$$

Als Gravimeterbasis diente ein Punkt südlich St. Pölten. Der absolute Schwerewert an diesem Basispunkt wurde in freundlicher Weise von Hofrat SENFTL zur Verfügung gestellt (980 846,35 mgal). Das Gerät, mit dem alle Messungen durchgeführt wurden, ist ein La Coste-Romberg Model G Gravity Meter mit der Nummer 323 des Institutes für Geophysik der Technischen Universität Wien. Es hat einen Bereich von >7 000 mgal und eine Driftrate von <1 mgal pro Monat.

3.2. Meßarbeiten

Ausgehend von der Basis in St. Pölten wurden drei Subbasen eingerichtet; eine in Langenlois, eine weitere in Melk und die dritte in Schöngraben.

Durch oftmaliges Verbinden der Basis mit den Subbasen wurde auch der absolute Schwerewert letzterer ermittelt. Es wurden 227 Punkte gemessen, die bei einem mittleren Punktabstand von ca. 3 km eine Fläche von ca. 2200 km² bedecken. Die Punkte befinden sich überwiegend bei Kirchen, Kapellen oder an Wege- bzw. Straßenkreuzungen.

3.3. Reduktionen

Alle Schweredaten wurden auf die Hauptbasis bei St. Pölten reduziert. Es wurde in Schleifen gemessen, die jeweils einige Stunden Meßdauer umfaßten. Am Anfang und Ende jeder Schleife wurde an einer der Basen gemessen und die beobachtete Differenz (eine Summe aus Gezeiteinflüssen und Instrumentendrift) korrigiert. Weiters wurden Korrekturen nach geographischer Breite, Meereshöhe und Geländeformen angebracht.

Die Breitenkorrektur wurde nach der Formel der Internationalen Astronomischen Union Hamburg (1964) durchgeführt (siehe (1)).

Die Höhenkorrekturen wurden nach der Formel

$$\Delta g = (0,3086 - 0,0419\rho) \cdot h_{(m)} \quad (2)$$

bei Zugrundelegen einer mittleren Dichte $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$

$$\Delta g = 0,1967 \cdot h_{(m)} \quad (3)$$

durchgeführt.

Die Höhen wurden der Österreichischen Karte 1:50.000, herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, entnommen. Die Höhenangabe erfolgt dort gerundet auf den nächsten Meter, was eine Ungenauigkeit in der Größenordnung von $\pm 0,2 \text{ mgal}$ für 1 m ergibt. Nimmt man an, daß die Höhenangabe maximal um 0,5 m falsch oder besser ungenau ist, so ergibt das einen Fehler von 0,1 mgal im endgültigen Wert der Bouguer-Anomalie aus diesem Grunde. Es wurde wie erwähnt mit einem Mittelwert der Dichte von $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$ gerechnet. Dies ist insofern zu vertreten, da in jenem Gebiet, in dem die Geländereduktionen die höchsten Beträge erreichten, nämlich im Dunkelsteiner Wald und im Gebiet um den Jauerling, dieser Wert sicher viel besser mit den Gegebenheiten in der Natur übereinstimmt als im nordöstlichen Teil der Diendorfer Störung. Dort ist das Gelände überwiegend flach und daher

der Einfluß der Geländereduktion sehr gering. Es können also Fehler, die von einer falschen Annahme der Dichteverhältnisse im Untergrund herrühren, nicht oder nur kaum das endgültige Ergebnis — den Wert der Bouguer-Anomalie — beeinflussen.

Die Geländereduktion wurde nach einer Tabelle von HAALCK (1929) unter Zuhilfenahme einer Zonenkarte errechnet. Sie erreicht in ganz wenigen Fällen einen Maximal-Wert von 3 bis 4 mgal im vorliegenden Gebiet.

3.4. Kartierung

Alle Meßstationen wurden ursprünglich im Maßstab 1:50.000, dem Maßstab des amtlichen Kartenwerkes Österreichs, kartiert.

Bedingt durch die Genauigkeit der Messungen, den gewählten mittleren Punkt-Abstand und den endgültigen Zweck der Arbeit — Rechnen eines Störkörpers bzw. Herstellung eines dem österreichischen Kartenwerk (ÖK 1:50.000) zuzuordnenden entsprechenden Kartenwerkes der Schwerelinien der Bouguer-Anomalien — schien

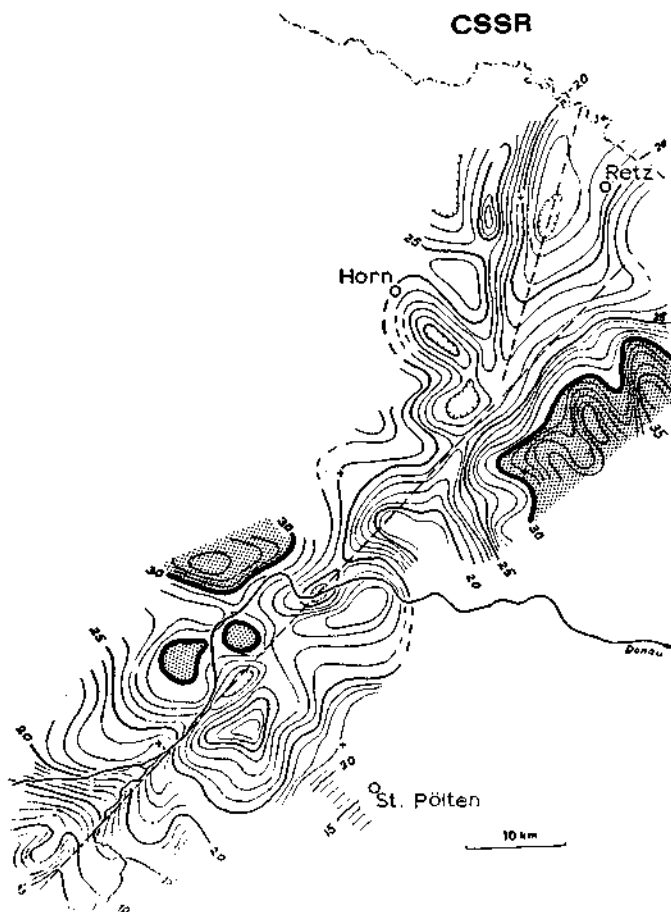


Abb. 4: Schwerekarte der Diendorfer Störung

der erwähnte Maßstab für die Darstellung der Grundkarte am besten geeignet. Für weitere schematische Darstellungen wurde ein kleinerer Maßstab gewählt. Der Abstand von Isolinie zu Isolinie beträgt 1 mgal. Die Lage der Isolinien ergab sich aus linearer Interpolation von Punkt zu Punkt. In die Schwerekarte wurde dann der Verlauf der Störungslinie der Diendorfer Störung, soweit er als bekannt vorauszusetzen ist, eingetragen und darüber hinaus in NE-Richtung verlängert. Abb. 4 zeigt das Resultat dieses Vorgehens.

Die typische Spur der Störungszone beginnt sich schon entlang des Melktales im SW der Störungszone abzuzeichnen. Besonders deutlich ist das Bild im Bereich der Wachau und des Dunkelsteiner Waldes.

Im Aggsbachtal und im Halterbachtal gibt es ausgeprägte Schwereminima, eingebettet zwischen W- und E-gelegenen Maxima mit Beträgen bis über 30 mgal. Im Gebiet Krems-Langenlois bleibt diese Spur in gleicher Weise wirksam, wenn auch der „Anstieg“ zu den anliegenden Schweremaxima flacher verläuft. Im Raum SW-Maissau weicht nun die Linie relativer Minima nach Norden aus. In geradliniger Fortsetzung der Störung ist kein Abfall der Bouguer-Anomalie zu erkennen. Hingegen ist entlang einer Linie, die von Maissau in annähernd NNE Richtung verläuft, die gleiche typische Konfiguration der Isolinien zu erkennen. Demnach wäre es sehr wahrscheinlich, daß die Diendorfer Störung entlang jener oben beschriebenen Linie ca. 4 km westlich an Retz vorbei gegen die österreichisch-tschechische Grenze verläuft.

3.5. Störkörperberechnung

a) Profile als Grundlage

Es wurden Profile entlang der Störungslinie ausgewählt. (Der Abstand der Profile untereinander beträgt 10 km; er ergibt sich aus dem Aufbau des Rechenprogrammes, mit dem der Störkörper berechnet wurde).

Nach beiden Seiten des auftretenden Schwereminimums in Profilrichtung wurde ein Bereich von mindestens je 10 km berücksichtigt, um den regionalen Verlauf der Bouguer-Anomalie bestmöglich zu erkennen. Dieser Verlauf wurde auf graphischem Wege ermittelt und ebenfalls eingezeichnet. Es treten nun Unterschiede zwischen den regionalen und den gemessenen Anomaliebeträgen auf, die gemessen werden und nach ihrer Lage im Profil und ihrem Wert in die Berechnung der Störkörper eingehen.

b) Gesteinsdichtebestimmung

Unter Mithilfe von Herrn Dr. SCHERMANN, der uns einmal zu einer Exkursion an die Diendorfer Störung begleitet hat, war es möglich, repräsentative Gesteinsproben aus dem südlichen Gebiet der Störungszone auszuwählen. Es wurden dann Dichtebestimmungen an der Technischen Versuchsanstalt, der hier für die Bereitstellung der technischen Einrichtungen verbindlichster Dank ausgesprochen wird, durchgeführt.

Dabei stellt sich nun heraus, daß direkt an der Störung die Dichte des Materials um ca. 0,11 g/cm³ höher ist als in der Umgebung. Das wäre ein scheinbarer Widerspruch zur Interpretation der Schweredaten.

Es ist also anzunehmen, daß das Schwereminimum, welches entlang der Störung auftritt, eine Auflockerungszone des beschriebenen Materials darstellt.

Es wurde weiters entlang des sehr eng gemessenen Schwereprofiles entlang der Hochspannungsleitung nahe Langenlois, die annähernd normal zur Diendorfer Störung verläuft, ein Nettleton-Profil ausgewertet. In Abb. 5 sieht man, daß das Profil ein Tal

mit 60 m Tiefe überquert. Das Ergebnis gibt nun keinen brauchbaren Wert für die Dichteverhältnisse in diesem Gebiet, zeigt aber, daß die großen, tektonisch bedingten Anomalien unempfindlich gegenüber Veränderungen der Dichte sind. Und daher ist die Annahme des mittleren Dichtewertes von $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$ für das gesamte Gebiet nicht imstande, Fehler in der Interpretation zu verursachen.

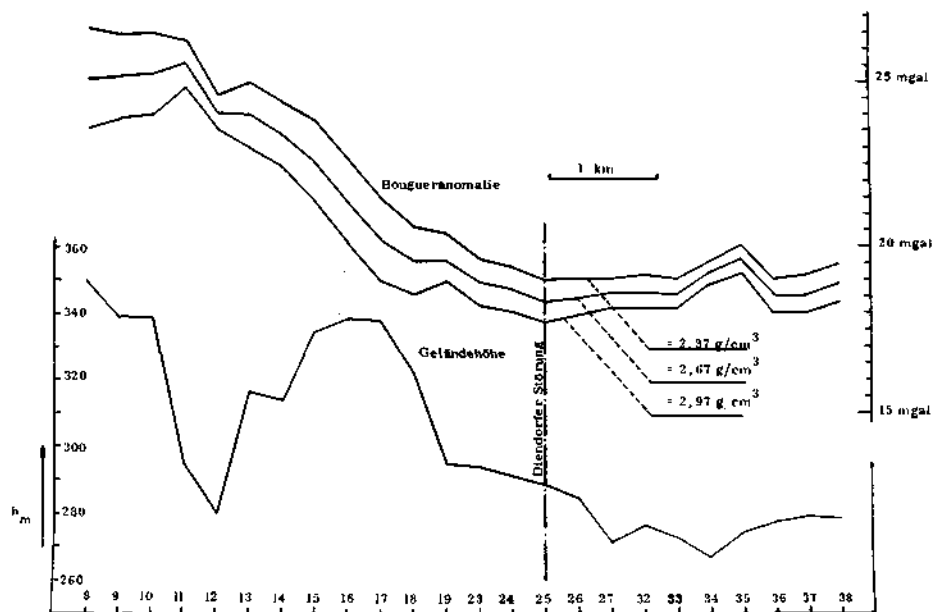


Abb. 5: Schwereprofil der Diendorfer Störung

c) Spalten als Auflockerungszonen

Als Grundlage zur Berechnung des Störkörpers wurde das Rechenprogramm „Zweidimensionale automatische Schwereinterpretation mit Quadermodellen“ von P. STEINHAUSER verwendet und bei dieser Gelegenheit erweitert. Das Ergebnis der Modellrechnung sind nun Querschnitte eines spaltähnlichen Gebildes mit $0,1 \text{ g/cm}^3$ geringerer Dichte. Dieser Spalt, in dem die Bewegung der beiden aneinander vorbeigeführten Blöcke seine Gleitflächen findet, hat nun entlang der gesamten Diendorfer Störung verschiedene Breiten und Tiefen.

Der Verlauf der Auflockerungszone ist in Abb. 6 ersichtlich (punktierte Flächen). Keinerlei Aussage bietet die Zeichnung bezüglich der Tiefe. Sie variiert zwischen 2000 und 5500 m. Da — wie hier zu sehen ist — sich die Breite mit der Tiefe ändert, ist der Zeichnung in Abb. 6 nur grobe Genauigkeit zuzumessen; sie wurde eher zum Zwecke der Übersichtlichkeit angefertigt. Hier ist jedoch besonders deutlich die Richtungsänderung der Störung von NE auf NNE im Raume von Maissau zu sehen. Ein weiterer interessanter Aspekt ist die Ausbildung eines sekundären Astes in Verlängerung der Störung über Maissau hinaus in NE-Richtung.

Es wurde auch versucht, mit kleinerem bzw. größerem Dichteunterschied das Modell zu berechnen. Bei kleinerem Dichteunterschied treten Tiefen als Ergebnisse auf, die aus geologischer Sicht unmöglich erscheinen, und bei größerem Dichtesprung (wie

etwa $\Delta\rho = -0,2 \text{ g/cm}^3$) würde die Beanspruchungszone nur in relativ geringe Tiefen reichen, was ebenfalls sehr unwahrscheinlich schien.

Weiters ist mit den Angaben von GUTDEUTSCH und ARIC (1976), daß die Beben an der Diendorfer Störung innerhalb von 5 km Tiefe auftreten, gute Übereinstimmung gegeben, was ebenfalls als wesentlich anzusehen ist.

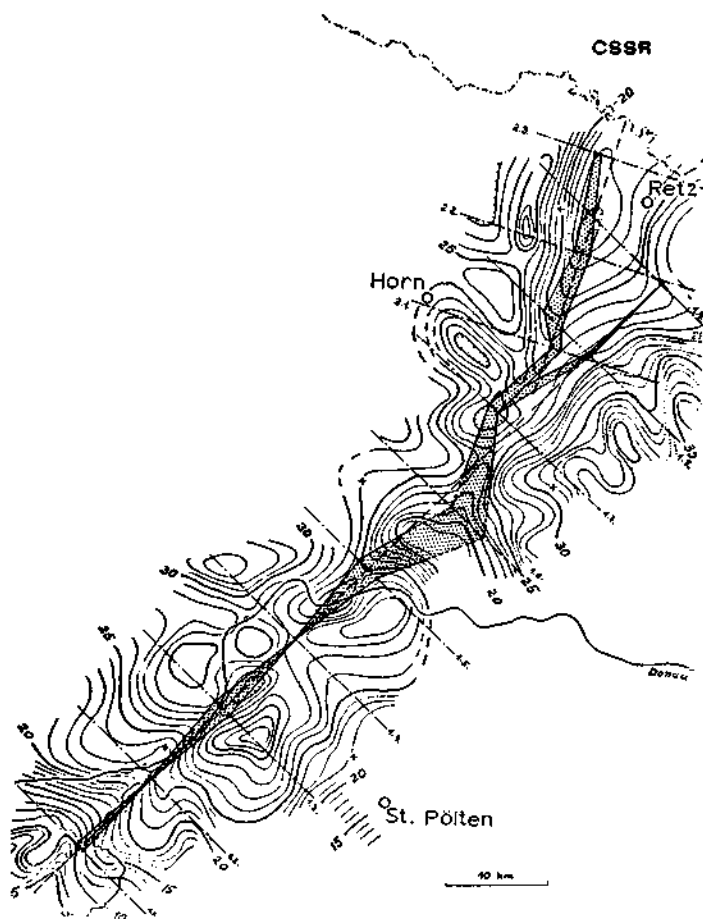


Abb. 6: Verlauf der Auflockerungszone

Im Anschluß ist noch eine schematische Darstellung im Schrägriß der Profile gegeben (Abb. 7). Hier ist auch das Umschwenken der Richtung der Störungslinie deutlich zu erkennen.

d) Annahme einer Blattverschiebung

Beim Betrachten der gesamten Schwerekarte der Diendorfer Störung fallen zwei Sachverhalte besonders auf.

- Erstens: Die Aneinanderreihung von Minima entlang des Verlaufes der Störungszone.
- Zweitens: Die Verteilung der Maxima.

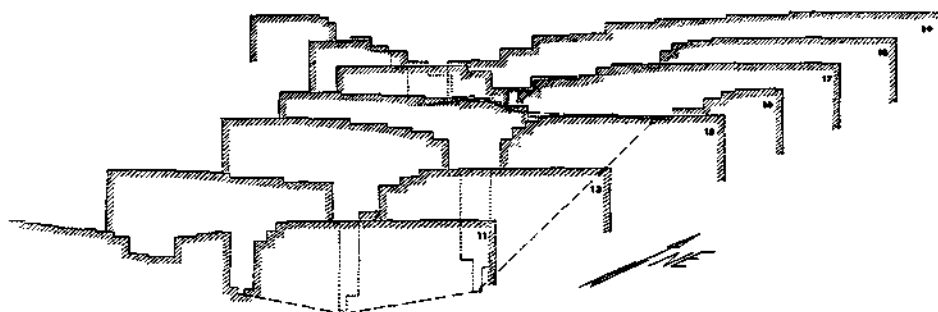


Abb. 7: Schrägrißdarstellung



Abb. 8: Nach einer relativen Verschiebung des südlichen Teiles gegenüber dem nördlichen Teil nach SW um 40 km

So ist einerseits im Gebiet der Böhmisches Masse und andererseits westlich Hollabrunn im Raum Groß-Fahndorf—Ziersdorf—Hohenwarth—Radlbrunn ein Maximum sehr auffällig.

Die positiven Bouguer-Anomalien sind in oben genannten Gebieten > 30 mgal.

Während die positive Anomalie im NW der Donau in der Wachau und im Gebiet des Dunkelsteiner Waldes in zusammenhängendem Verband der Böhmisches Masse auftritt, ist das Schwerehoch von Ziersdorf und Umgebung völlig isoliert (siehe Abb. 4). Darüber hinaus sei noch erwähnt, daß die absoluten Werte der positiven Schwereanomalien in der gleichen Größenordnung liegen.

Ausgehend von der beschriebenen Situation schien es daher nicht unbegründet anzunehmen, daß das als isoliert bezeichnete Schwerehoch ein losgelöstes (abgeschobener) Teil des an der Böhmisches Masse auftretenden Schwerehochs sein kann.

Es wurde nun die Schwerekarte entlang der Linie der Diendorfer Störung zerschnitten und die beiden Teile so lange gegeneinander verschoben, bis eine Übereinstimmung der Werte der positiven Schwereanomalien zu beiden Seiten der Störungslinie maximal erreicht war (siehe Abb. 8). Nach einer Verschiebung des Gebietes südlich der Störung nach SW um einen Betrag von ziemlich genau 40 km schien die Übereinstimmung optimal erreicht zu sein. Wie in Abb. 8 zu sehen ist, kommen nach dieser Verschiebung die beiden Maxima sehr genau gegenüber zu liegen. Darüber hinaus ist auch in den Randbereichen sehr gute Übereinstimmung der absoluten Werte der Anomalien zu bemerken (stark ausgezogene Isogammen).

Wie anfangs in dieser Arbeit zitiert, galt bis jetzt eine Größenordnung zwischen 25 und 70 km der Blattverschiebung als möglich. Es kann nun als Ergebnis der gravimetrischen Untersuchungen dieser große Streubereich auf den Betrag von ziemlich genau 40 km eingengt werden.

4. Magnetische Messungen

4.1. Zwei Profile in Richtung des größten Schweregradienten

Entlang zweier Profile wurden im Bereich bereits aufgefundener gravimetrischer Anomalien im Raum Retz—Weitersfeld—Sigmundsherberg magnetische Messungen durchgeführt. Gemessen wurde mit dem Protonenmagnetometer des Institutes für Geophysik der Technischen Universität Wien (Varian M 50). Die Totalintensität wurde insgesamt an ca. 100 Punkten an beiden Profilen und in der Umgebung von Theras (starke magnetische Anomalie) untersucht.

Profil I:

Das Profil erstreckt sich ziemlich genau in Ost—West-Richtung und führt nicht ganz 3 km nördlich an Pulkau vorbei. Die Bouguer-Schwere ändert sich längs dieses Profils um ca. 10 mgal innerhalb einer Länge von 6 km. Die Gesamtlänge des Profils beträgt 22 km (Abb. 9).

Profil II:

Das zweite Profil hat annähernd die Richtung N 45° W und erstreckt sich von der Ortschaft Riegersburg an der tschechischen Grenze bis Schrattenthal (Abb. 10).

Es stellt sich nun heraus, daß in der Umgebung von Theras (ca. 5 km NW von Pulkau) teilweise starke positive Anomalien zu finden sind. Bei der Untersuchung der Umgebung dieser Meßpunkte ergaben sich mitunter beträchtliche Schwankungen der Werte. Bei starken positiven Anomalien, vor allem am Punkt 41, war ein deutliches Absinken des Protonensignals zu bemerken. Wahrscheinlich war dort eine einwand-

freie Meßwertgewinnung mit dem Protonenmagnetometer aufgrund eines starken Feldgradienten nicht möglich. An einigen Punkten wurde anstehender Fels vorgefunden (vor allem bei Punkt 36) bzw. vermutet. Eine Variation der Höhe der Spule über dem Erdboden brachte kaum Veränderungen. Normalerweise wurde in ca. 1,5 m Höhe über dem Boden gemessen. Eine Untersuchung mit Gesteinsproben der Punkte 30, 36 und 66 auf etwaige magnetische Einschlüsse verlief negativ.

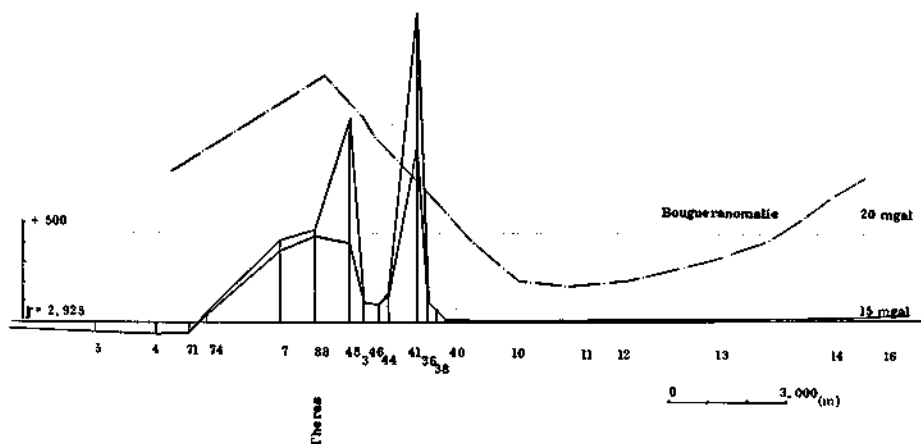


Abb. 9: Magnetikprofil I

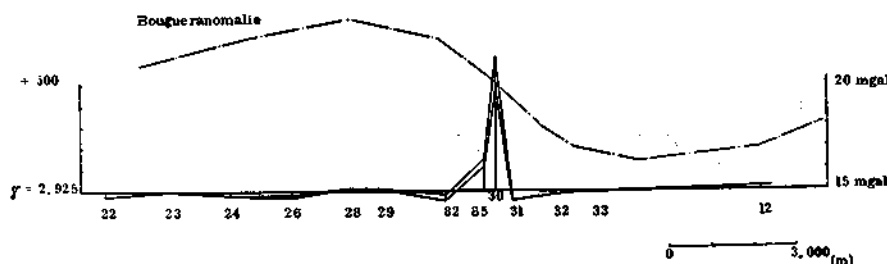


Abb. 10: Magnetikprofil II

Die reduzierten Daten ergeben nun folgendes Bild:

Die Korrespondenz mit dem Schweregradienten ist sehr deutlich und deshalb besteht die Wahrscheinlichkeit, daß die Anomalien gleicher geologischer Herkunft sind. Der Zusammenhang kann jedoch nur qualitativ hergestellt werden, da die Meßdaten nicht die notwendige Relevanz für einen quantitativen Vergleich aufweisen.

5. Kluftmessungen

5.1. Grundsätzliches

Es wurde schon früher einmal über Kluftmessungen im Bereiche der Diendorfer Störung berichtet (SCHEIDEGGER, 1976). Diese Kluftmessungen wurden damals von Hand ausgewertet. Mittlerweile wurde ein Computerprogramm entwickelt, um die

Auswertungen maschinell auszuführen (Kohlbeck und Scheidegger, 1977). Es wurde daher als sinnvoll erachtet, die alten Daten gemeinsam mit neuen numerisch zu behandeln und zusammenzufassen. Diese numerische Auswertungsmethode besteht in der Bestimmung von Dichte-Maxima von Dimroth-Watson-Verteilungen, die auf die Meßwerte durch eine Maximum-Likelihood Methode verpaßt werden. Die erhaltenen Werte sind in Tab. 1 gezeigt. Diese Tabelle zeigt den Ort, die Zahl der gemessenen Klüfte, die bevorzugten Fallrichtungen (Azimut N → E) und Einfallswinkel zur Horizontalen und eventuell noch die Schieferung. Als nächstes folgt der Winkel zwischen den bevorzugten Kluftscharen, sowie die entsprechende, nach der Mohr-Anderson'schen Theorie (Anderson, 1951) berechnete Orientierung der Hauptspannungsachsen, wobei P die größte und T die kleinste Druckspannung bedeutet.

Tab. 1

Ort	Zahl	Max. 1	Max. 2	Schieferung	Winkel	P	T
Pielachtal	74	64 ± 36/78 ± 21					
Filsendorf	86	18 ± 14/88 ± 10	286 ± 23/79 ± 13		88	152/10	61/ 7
Jauerling	55	329 ± 17/88 ± 17	235 ± 23/72 ± 19	117 ± 21/29 ± 11	87	103/14	10/10
Aggsbach	203	32 ± 12/78 ± 9	289 ± 24/78 ± 17		80	160/ 9	70/ 1
Mühlberg	151	50 ± 11/89 ± 8	324 ± 18/86 ± 12		86	97/ 2	188/ 4
Göttweig	259	210 ± 15/85 ± 21	309 ± 10/72 ± 10	60 ± 22/47 ± 21	83	78/17	170/ 9
Langenlois	190	60 ± 21/89 ± 10	153 ± 22/84 ± 12	292 ± 28/26 ± 12	86	286/ 5	16/ 4
Maissau	232	33 ± 8/85 ± 7	318 ± 17/84 ± 13		75	85/ 1	175/ 6
Platt	51	190 ± 18/88 ± 15	102 ± 7/90 ± 6		88	56/ 1	325/ 2
Retz	23	41 ± 31/75 ± 22	294 ± 18/86 ± 15		75	166/15	258/ 7
Gesamt	1324	37 ± 6/86 ± 4	309 ± 9/83 ± 6		88	83/2	173/ 8

5.2. Beschreibung der Meßregionen

Pielachtal

Klüfte wurden an drei Aufschlüssen im Pielachtal östlich von Melk gemessen. Geologisch fand sich hier Mauthausner Granit. Die statistische Auswertung für den Mittelwert der Region ließ lediglich ein Maximum bestimmen. Die Resultate der Rechnungen sind in Tab. 1 gezeigt. Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm der Region.

Filsendorf—Kuffarn

An einer Reihe von Aufschlüssen der Straße entlang, die von Filsendorf über Kuffarn an die Donau führt, wurden Klüfte gemessen. Die Aufschlüsse zeigten Gföhler Gneis der Böhmisches Masse, der zum Teil stark verwittert war. Es ließen sich an allen Stellen jeweils nur zwei signifikante Maxima definieren, da keine Schieferungen aufgenommen worden waren. Dasselbe gilt für das Gesamtergebn der Region. Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm der Region.

Jauerling

Am Jauerling wurden an zwei Stellen Klüfte gemessen. Die erste Stelle fand sich beim Gipfelhaus, die zweite am kleinen Jauerling. Bei den Aufschlüssen handelte es sich um Gföhler Gneis der Böhmisches Masse. Die Kluftkörper werden durch zwei steilstehende Kluftscharen und durch eine flach fallende, die der lithologischen Schieferung entspricht, gebildet.

Demgemäß wurden für das Gesamtbild drei Maxima angenommen. Die Resultate sind in Tab. 1 gezeigt. Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm der Region.

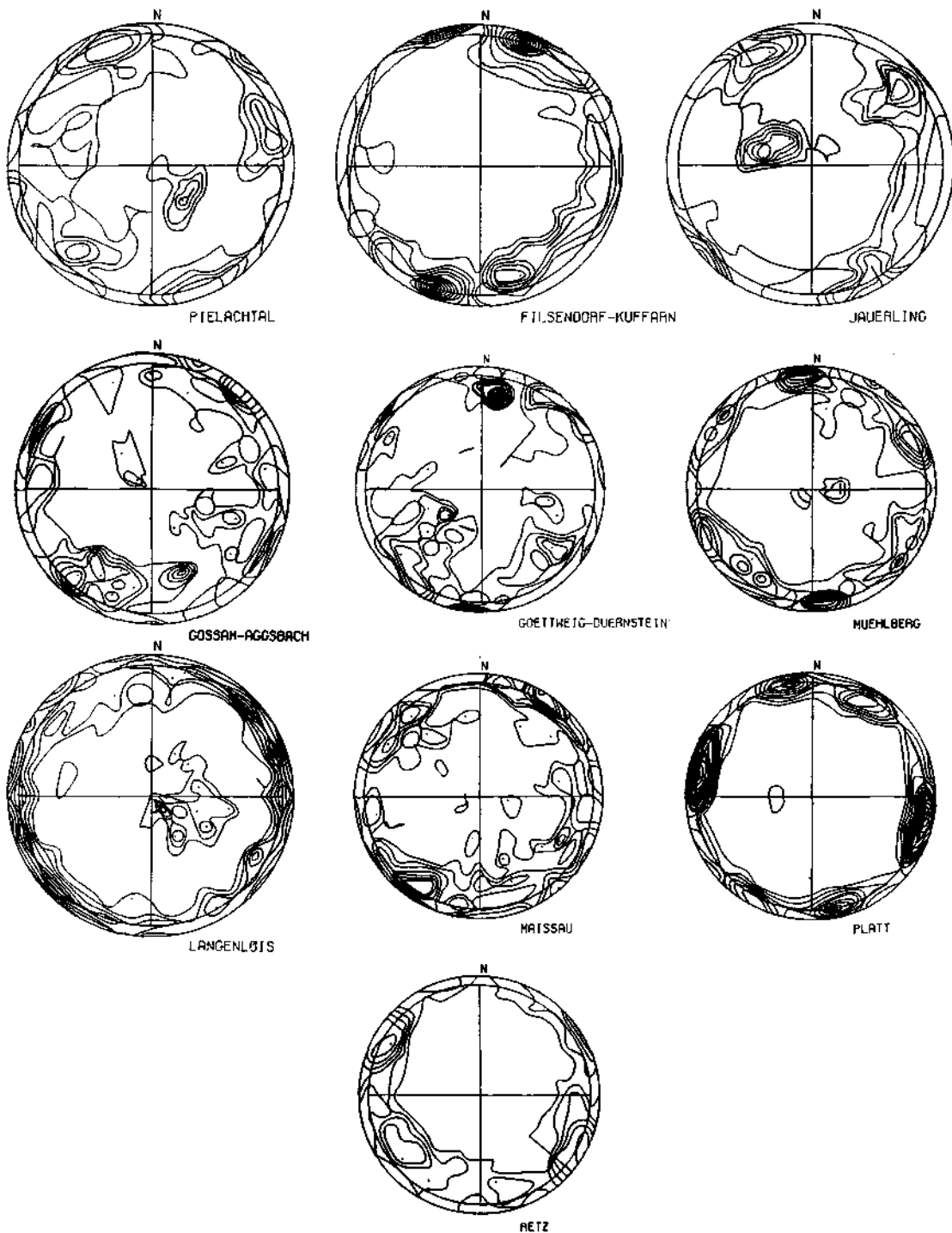


Abb. 11: Poldichtediagramme

Aggsbach—Goßam

Am linken Donauufer zwischen Aggsbach und Goßam wurden an 9 Aufschlüssen Klüfte gemessen. Geologisch handelt es sich durchwegs um Gföhler Gneis. Das numerische Resultat der Auswertung für die Region ist in Tab. 1 aufgeführt; Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm.

Mühlberg

Im Gebiet von Maria-Langeegg bis Bacharnsdorf wurden an fünf Aufschlüssen Klüfte gemessen. Die Aufschlüsse zeigten alle Gföhler Gneis; sie erschienen oft als bizarre Türme. Es ergaben sich überall nur zwei signifikante Maxima. Das Gesamtbild der Region ist numerisch in Tab. 1 und als Poldichtediagramm in Abb. 11 gezeigt.

Göttweig—Dürnstein

Im Gebiet zwischen dem Göttweig-Hügel und der Post Dürnstein wurden Kluftmessungen an fünf Stellen durchgeführt. Die erste Stelle befand sich am Bahngeleise am Göttweighthügel, die zweite im Kohlgraben, die dritte an der Hohen Wand, die vierte beim Unterloibner Bahntunnel und die fünfte bei der Schiffstation Dürnstein.

Geologisch handelt es sich in jedem Fall um Gföhler Gneis. Die Schieferung ist relativ flachliegend (45° — 50°) und wird, wo sie in den „Kluft“-messungen aufscheint, als S-Fläche bezeichnet.

Das Resultat der Auswertungen ist in Tab. 1 gezeigt. Abb. 11 stellt ein Poldichtediagramm für die Region dar.

Langenlois

Klüfte wurden im näheren Bereich der Diendorfer Störung in der Umgebung von Langenlois gemessen. Es ist zu beachten, daß die Umgebung von Langenlois genau an der Grenze zwischen Böhmischer Masse und „Weinviertel“-Löß liegt. Demgemäß fanden sich ein Teil der Aufschlüsse im Kristallin (Gföhler Gneis), ein anderer Teil im Löß (Spalten in den Hohlwegen). Die Aufschlüsse für „Kristallin“ und für „Löß“ wurden je in einer Gruppe zusammengefaßt. Das Resultat, sowie die Werte für alle Aufschlüsse gemeinsam behandelt, sind in Tab. 2 aufgeführt.

Tab. 2

Aufschlüsse	Zahl	Max. 1	Langenlois		Max. 3 = S	Winkel	P	T
			Max. 2					
Kristallin (A—F)	86	$229 \pm 55/84 \pm 33$	$147 \pm 14/7 \pm 13$		$294 \pm 24/31 \pm 12$	80	276/9	9/16
Kristallin ohne S	54	$59 \pm 34/87 \pm 21$	$150 \pm 24/76 \pm 15$			89	284/12	16/8
Löß (K—S)	104	$63 \pm 19/89 \pm 8$	$158 \pm 23/88 \pm 12$			85	290/2	20/4
Gesamt	190	$60 \pm 21/89 \pm 10$	$153 \pm 22/84 \pm 12$		$292 \pm 28/26 \pm 12$	86	286/5	16/4

Hinzu ist folgendes zu bemerken. Im Kristallin werden vorerst drei Kluftscharen angenommen, da die flachliegenden Schieferungen aufgenommen worden waren. Die Gewichte der Scharen kommen als signifikant heraus, aber die Fehlergrenzen für die Schar 1 sind sehr groß. Daher wurde die Rechnung mit zwei Scharen wiederholt, unter Weglassung der als „Schieferung“ bezeichneten Klüfte. Das Resultat ist in der Zeile „Kristallin ohne S“ in Tab. 2 gezeigt. Es ergeben sich fast die gleichen Werte

wie vorher. Im Löß wurden nur zwei Scharen angenommen, da keine flachen Klüfte aufgenommen worden waren. Das Gesamtbild hat wieder drei Scharen, die flachfallende entspricht den Schieferungen im Kristallin. Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm. Es ist bemerkenswert, daß die Werte für „Kristallin“ und „Löß“ fast gleich sind, was auf den identischen Ursprung der Klüfte hindeutet.

Maissau

Am Klosterbühel bei Maissau sowie in einem Graben am Haseneck bei Oberdürnbach wurden Klüfte eingemessen. In allen Aufschlüssen handelte es sich um massiven Thaya-Granit der Böhmisches Masse.

Das Resultat für die Region ist in Tab. 1 aufgeführt. Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm.

Umgebung Platt

Kluftmessungen wurden auch an 3 Aufschlüssen in der Umgebung von Platt, von Deinzendorf bis Mittergraben, ausgeführt. Dies ist vor allem deshalb von Interesse, weil in Platt offensichtlich geotektonisch bedingte Häuserschäden sichtbar sind (siehe Abschnitt 6).

Geologisch befindet man sich hier an der Grenze zwischen Böhmischer Masse und Löß. Der Aufschluß in Deinzendorf liegt in einem Thaya-Granitbrocken, der allein in weitem Umkreis durch die Sedimente dringt. Die beiden anderen Aufschlüsse liegen an Hohlwegen im Löß.

Für das Gebiet als Ganzes wurden zwei Maxima gerechnet. Die Resultate sind in Tab. 1 dargestellt; Abb. 11 zeigt das Poldichtediagramm.

Retz

Am Rande der Böhmisches Masse (Granit) westlich von Retz wurden 23 Klüfte gemessen. Tab. 1 gibt die Rechenresultate und Abb. 11 das Poldichtediagramm wieder.

5.3. Diendorfer Störung — Gesamtbild

Man kann nun die gefundenen Werte für die Einzelregionen der Diendorfer Störung zusammenstellen. Wir haben die numerischen Resultate schon oben in Tab. 1 gesammelt. Die bevorzugten Kluftstreichrichtungen wurden dann auf eine Karte eingetragen. Das Bild, das dabei entsteht, ist in Abb. 12 gezeigt. Man sieht eine grundsätzliche Parallelität der Klüfte, abgesehen davon, daß beim Eingang der Wachau eine Verschwenkung um etwa 30° besteht. Diese Verschwenkung ist in Richtung des Donaudurchbruches. Eine ähnliche Verschwenkung besteht im Raume von Platt, welche in Richtung des Bandes von Häuserschäden (siehe Abschnitt 6), welche dort gefunden wurden, erfolgt.

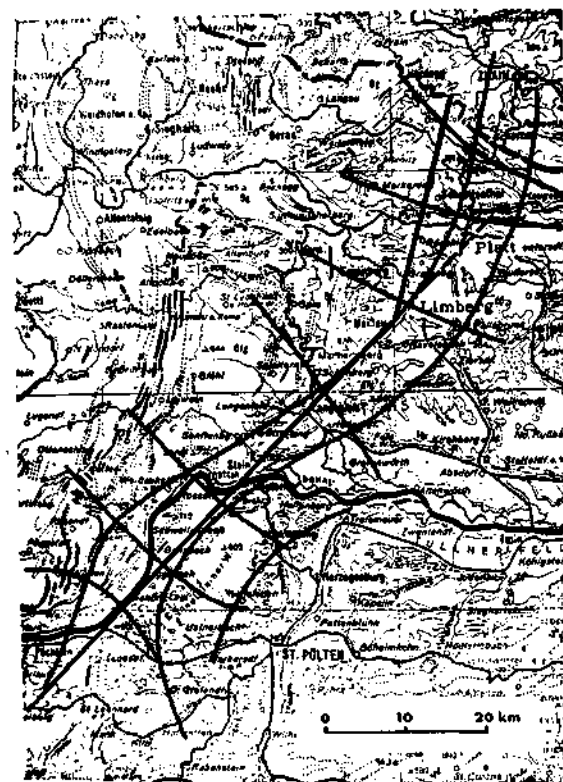
Durch die Kluftstreichrichtungen können „Klufttrajektorien“ gelegt werden. Es ergibt sich dann das in Abb. 13 gezeigte Bild. Ähnlich können die Spannungshauptachsen aufgetragen werden. Abb. 14 zeigt das Kartenbild, Abb. 15 die entsprechenden Spannungstrajektorien.

Man kann die Resultate aller Kluftmessungen im Bereich der Diendorfer Störung auch als eine einzige Gruppe auswerten (siehe Tab. 1, letzte Zeile). Man erhält dann ungefähr NE und NW als bevorzugte Kluftstreichrichtungen. Daraus ergibt sich ein ungefähr NS und EW ausgerichtetes Spannungsfeld. Die genauen Werte können der Tabelle 1 entnommen werden.



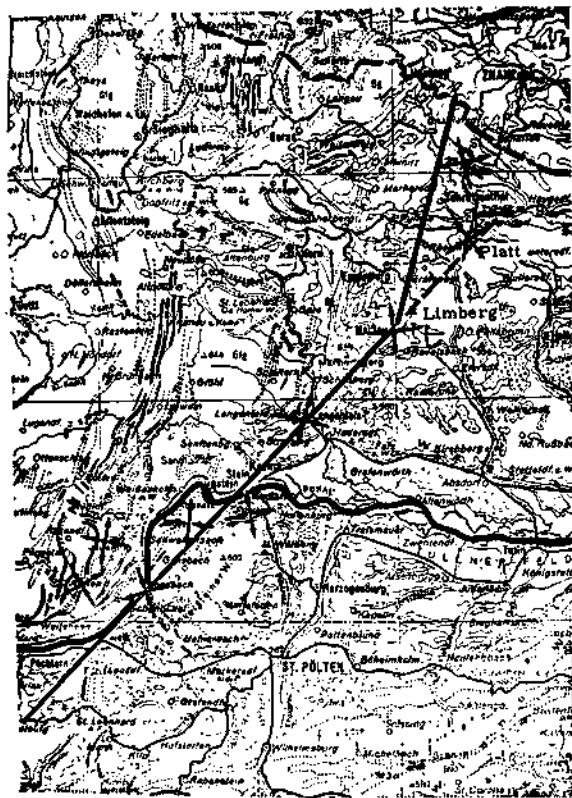
Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, bearbeitet von H. VETTERS. Maßstab 1 : 500.000

Abb. 12: Die bevorzugten Kluftstreichrichtungen



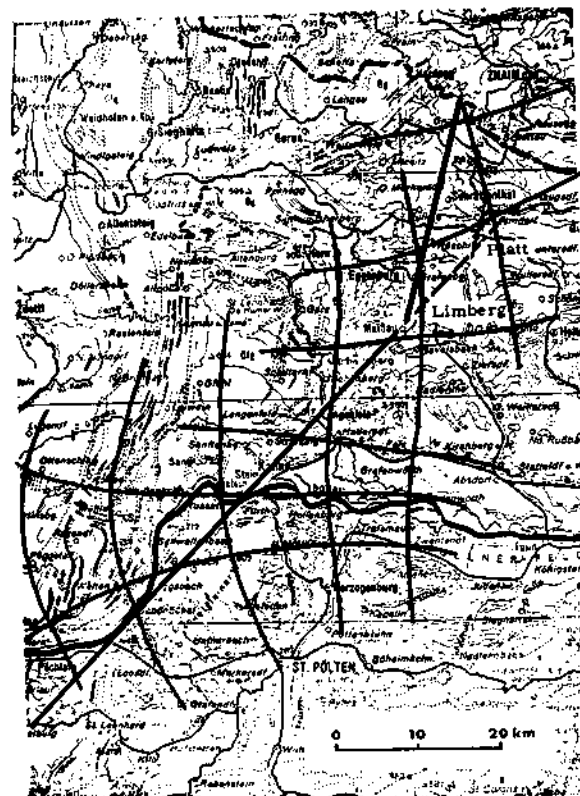
Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, bearbeitet von H. VETTERS. Maßstab 1 : 500.000

Abb. 13: Klufttrajektorien



Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, bearbeitet von H. VETTERS, Maßstab 1 : 500,000

Abb. 14: Spannungshauptachsen



Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, bearbeitet von H. VETTERS, Maßstab 1 : 500,000

Abb. 15: Spannungstrajektorien

6. Setzungserscheinungen an Gebäuden, Bauwerken und im freien Gelände in der Gemeinde Platt

6.1. Dokumentation

Im Rahmen der gravimetrischen Messungen im Gebiet der Diendorfer Störung wurde bemerkt, daß eine ganze Reihe von Häusern in der Gemeinde Platt in Niederösterreich beschädigt wurden (Abb. 16) oder im Begriffe sind, beschädigt zu werden (Abb. 17). Platt liegt ungefähr 10 km südlich Retz an der Bahnlinie der Nordwest-Bahn und darüber hinaus an der geradlinigen Verlängerung der Diendorfer Störung nach NE über Maissau ca. 15 km hinaus.



Abb. 16: Stark beschädigtes Haus am nördlichen Ortsrand von Platt

Es handelt sich dabei um Risse in Mauern und Sprünge an älteren sowie auch an neuen Gebäuden und um Setzungserscheinungen im freien und verbauten Gelände. Alle betroffenen Gebäude befinden sich entlang der Landesstraße Zellerndorf—Platt—Roseldorf im Gemeindegebiet von Platt. Sie scheinen entlang einer Linie, die annähernd N—S verläuft, zu „brechen“ oder Schaden zu nehmen. Weiters gibt es laut Auskunft des Bahnhofsvorstandes von Zellerndorf seit vielen Jahren immer wieder Probleme mit dem Gleiskörper der Nordwestbahn im Bereich des Gemeindegebietes von Platt. Es gibt und gab immer Schwierigkeiten mit der Höhenlage des Bahnkörpers in dem oben beschriebenen Abschnitt. Die Bewegungen sollen sogar so stark sein, daß es notwendig ist, zweimal jährlich Ausbesserungsarbeiten am Gleiskörper durchzuführen. Ebenso gibt es immer Schwierigkeiten an einem Streckenstück nördlich

Zellerndorf in einer Hangkurve. Wie an der danebenführenden Straße treten Setzungserscheinungen auf. Verbindet man nun die Streckenstücke, die Bewegungserscheinungen aufweisen, so ist es eine Verlängerung jener Linie, entlang derer die Schäden im Gemeindegebiet von Platt und im Gelände des Aufeldes südwestlich der Ortschaft auftreten (siehe Abb. 18). In diesem Zusammenhang sei vielleicht noch auf die Eisenbahnhangbrücke bei Limberg verwiesen (ca. 3,5 km NE von Maissau bzw. 11 km SW von Platt), die ebenfalls an der Störung liegt (siehe Abb. 19), die 75 (!) m tief fundamementiert ist und nur wenige Meter aus dem Boden ragt. Es waren dort ebenso Probleme mit dem Untergrund, die die Errichtung eines solchen Bauwerkes notwendig machten. Beide Orte liegen auf der geradlinigen Verlängerung der Diendorfer Störung.

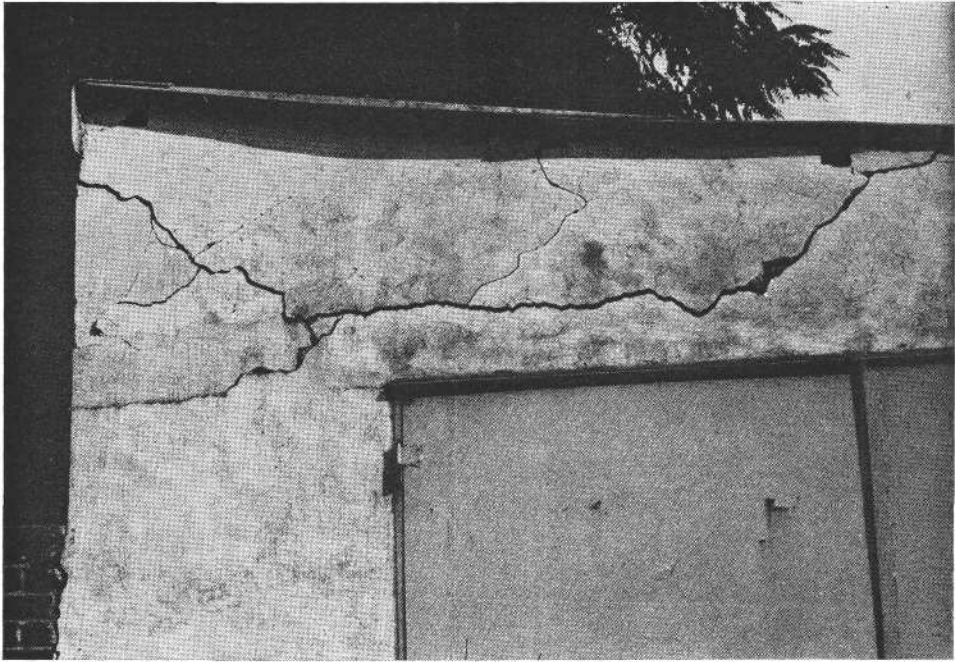


Abb. 17: Garagenneubau an der Hauptstraße von Platt

6.2. Zusammenhänge

Es gibt nun zwei charakteristische Linien (Richtungen), an denen all diese Erscheinungen auftreten. Die eine ist die geradlinige Verlängerung der Diendorfer Störung, welche aus dem Raum Wieselburg über Melk—Krems—Langenlois—Maissau in diesen Raum ragt und die Richtung N 45° E hat. Die andere Linie könnte ein Ast besagter Störung sein. Sie verläuft in NNE-Richtung, ausgehend von Platt. Ein dazu parallel führender Ast ist annähernd die Linie Maissau—Pulkau, der tatsächliche Verlauf der Diendorfer Störung.

In Übereinstimmung mit der Annahme der Einwohner von Platt sind die Schäden an den Gebäuden eine Folge von Unterschieden in den oberflächennahen Boden-

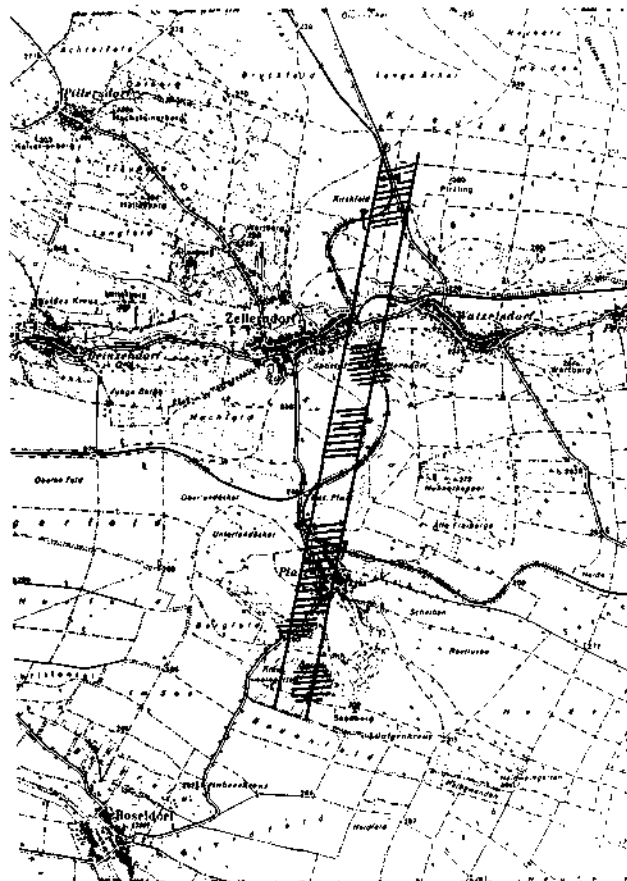


Abb. 18: Zone der stärksten Beschädigungen an Häusern, Bauwerken und Setzungserscheinungen im freien Gelände. Ausschnitt des Blattes 22 der ÖK 1 : 50.000, vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien; GZ. I. 60.465/77



Abb. 19: Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich, hrsg. Geologische Bundesanstalt

schichten. Während diese Interpretation möglich ist, ist es ebenso vorstellbar, daß diese Schäden eine Folge von tektonischen Prozessen sein können.

Letztere Möglichkeit wird durch folgende Fakten untermauert:

- 1) Die Gemeinde Platt ist an der NW Seite der NE-Verlängerung der Diendorfer Störung situiert, welche nach SCHERMANN (1966) eine seitliche (horizontale) Verschiebung um mindestens 25 km darstellt.
- 2) GUTDEUTSCH und ARIC (1976) finden, daß die NW-Seite der Diendorfer Störung tektonisch aktiv ist.
- 3) Da die oben erwähnten Schäden entlang einer NNE—SSW gerichteten Linie auftreten, ist es denkbar, daß die Aktivität entlang eines sekundären Astes dieser Störung eher auftritt als auf ihr selbst.

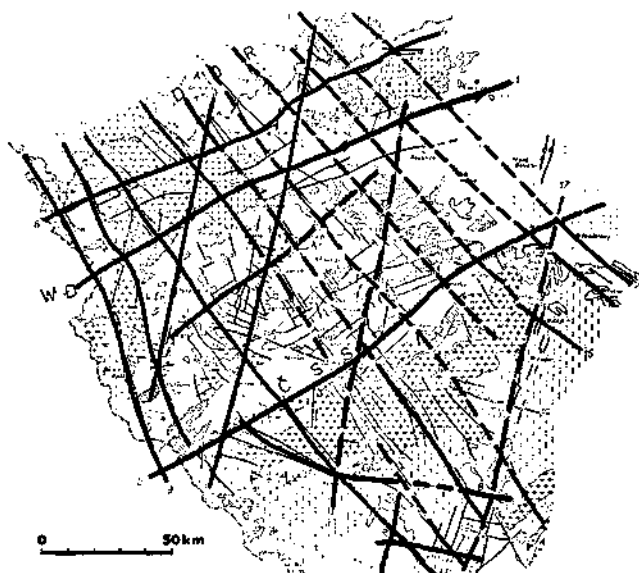


Abb. 20: Die Tiefenstörungen im zentralen Bereich der Böhmisches Masse (nach RÖHLICH und STOVICKOVA, 1968)

Die Lage dieses „Bandes“ ist parallel zum nördlich Maissau verlaufenden Teil der Diendorfer Störung.

Da Beanspruchungszonen in einem geologisch zusammenhängenden Gebiet meist gitterförmig sind und die Böhmisches Masse sich unter dem Tertiär des westlichen Weinviertels fortsetzt, ist es sehr wahrscheinlich, daß oben beschriebenes Band zum Beanspruchungsplan der südöstlichen Böhmisches Masse, dem auch die Diendorfer Störung angehört, zuzurechnen ist und damit mechanisch in Verbindung steht.

In diesem Zusammenhang sei gesondert auf eine Arbeit über die Tiefenstörungen-tektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmisches Masse verwiesen.

P. RÖHLICH und N. STOVICKOVA (1968) berichten, daß so wie im übrigen Europa auch im Bereich der Böhmisches Masse die tektonischen Haupttrichtungen vorherrschen.

- 1) NE—SW (variszische) Richtung
- 2) NW—SE (herzynische) Richtung
- 3) NNE—SSW (rheinische) submeridionale Richtung

Der angenommene Verlauf der Tiefenstörungen ist in Abb. 20 dargestellt. Hier ist die Gitterstruktur der Beanspruchungszonen besonders gut zu sehen.

Wie hier, so treten auch im Bereich der Diendorfer Störung die gleichen Hauptrichtungen auf und man kann hiermit zeigen, daß sich das Gebiet, welches dieser Arbeit zugrunde liegt, sehr gut in das überregionale System einfügt.

In der oben zitierten Arbeit wird auch über wiederbelebte Tiefenstörungen berichtet und über die Eigenschaft, daß sich alte Schwächezonen im darüberliegenden Material durchpausen und daher trotz Überlagerung später wieder sichtbar bzw. erkennbar werden.

7. Diskussion der einzelnen Ergebnisse und Zusammenfassung

Es wurde in der vorliegenden Arbeit ein Gebiet an der Diendorfer Störung im Bereich Wieselburg—Melk—Krems—Maissau—Pulkau—Retz und darüber hinaus bis an die tschechische Grenze geophysikalisch untersucht. Anfangs wurde versucht, einen Überblick über die geologische Situation zu geben; im Anschluß daran wurden aus der zur Verfügung stehenden Literatur Angaben über Erdbeben gesammelt, dargestellt und in Zusammenhang gebracht. Als nächstes wurde eine gravimetrische Untersuchung durchgeführt. Dazu wurde ein Netz von Gravimeterstationen über das Gebiet ausgebreitet. Danach wurde aufgrund von Schwereprofilen ein Störkörper berechnet, der den Verhältnissen in der Natur möglichst nahe kommt. Es ergibt sich entlang der Diendorfer Störung eine spaltförmige Auflockerungszone mit der durchschnittlichen Tiefe von 2000 bis 5500 m. Anschließend wurde anhand zweier ausgeprägter Schweremaxima und ihrer Lage eine Rekonstruktion durchgeführt. Das Ergebnis zeigt eine sehr gute Möglichkeit für die ursprüngliche Situation an der Diendorfer Störung und somit einen relativ exakten Wert für das Ausmaß der lateralen Verschiebung (40 km).

Magnetische Messungen im Gebiet des stärksten Schwereregradienten ergaben ein ausgeprägtes Maximum in der Umgebung der Gemeinde Theras und darüber hinaus eine gute Korrespondenz zu den Schweredaten.

Kluftmessungen und deren Auswertung ergaben ein regionales Bild von bevorzugten Kluftstreichrichtungen, welches besonders gut mit den Ergebnissen der gravimetrischen Untersuchung (d. h. dem exakten Verlauf der Störungszone) korrespondiert. Besonders ist hervorzuheben, daß die Klüfte im Kleinen parallel zur Störung im Großen verlaufen und daß das Ausschwenken der Störungszone NE—Maissau aus einer NE—SW-Richtung in eine NNE—SSW-Richtung sich in vollkommen gleicher Weise am Bild der Kluftstreichrichtungen dokumentiert.

Anhand aufgefundenen Schäden an Gebäuden in einer Gemeinde (Platt) wurde eine weitere Linie gefunden, entlang welcher Anzeichen tektonischer Aktivität vorhanden sind. Der Zusammenhang dieser Erscheinungen mit dem System der Diendorfer Störung wurde untermauert. Es handelt sich hierbei offensichtlich um einen sekundären Ast der nach wie vor — oder wieder — aktiven Diendorfer Störung.

Abschließend kann man sagen, daß alle beschriebenen geophysikalischen Erscheinungsformen zusammenpassen. So stimmt die Tiefenangabe des gravimetrischen Störkörpers mit Herdtiefen lokaler Beben, die an der NW-Seite der Störung auftreten, überein.

Weiters kann gesagt werden, daß die Diendorfer Störung eine Gleitzone für zwei sich aneinander entlangbewegende Blöcke darstellt. Das Ausmaß dieser Gleitzone und ihre Lage wurden in dieser Arbeit festgestellt. Aufgrund mehrerer Indizien scheint es sehr wahrscheinlich, daß diese Störung heute als aktiv zu bezeichnen ist, wenn auch die Aktivität relativ gering ist.

Jedoch gerade heute, wo tektonische Vorgänge Ursache für Schäden an Bauwerken sind und somit eine große Gefahr für den Menschen darstellen, und in einer Zeit, wo solche Vorgänge sich nahezu monatlich ereignen, kann nicht genug auf diesem Gebiet getan werden. Vielleicht kann auch die vorliegende Arbeit ein Mosaikstein im Gesamtbild tektonischer Prozesse sein.

Verdankung

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit wurden unter den Auspizien des Geodynamik Komitees der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unter dem Vorsitz von Herrn Prof. Dr. F. STEINHAUSER durchgeführt. Die Autoren sind Herrn Prof. Dr. F. STEINHAUSER für die Vermittlung der nötigen Geldbeträge sehr verbunden.

Für die maßgebliche Unterstützung im Rahmen der gravimetrischen Untersuchungen sei Herrn Dr. F. DANES herzlichst gedankt. Ebenso den Herrn Dr. K.-H. ROCH und Dr. F. KOHLBECK für die Mitarbeit bei den magnetischen Messungen bzw. bei der Ausarbeitung des Computerprogrammes, dessen Grundlage in dankenswerter Weise von Herrn Prof. Dr. P. STEINHAUSER zur Verfügung gestellt wurde.

Für weitere Unterstützung sei Herrn Hofrat Dr. SENFTL vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen und Herrn Dr. SCHERMANN von der Geologischen Bundesanstalt gedankt. Herr Vizedirektor Dr. GATTINGER von der Geologischen Bundesanstalt vermittelte die Veröffentlichung dieser Arbeit. Die Rechenarbeiten wurden am Rechenzentrum der TU Wien durchgeführt, was hier nicht zuletzt dankbar erwähnt werden soll.

Literaturverzeichnis

- ANDERSON, E. M., 1951: The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. 2nd Ed., 206 pp, London.
- ARIC, K. und STEINHAUSER, P., 1976: Geophysikalische Untersuchung des Inntal-Untergrundes bei Thaur, östlich von Innsbruck. In Druck.
- GANGL, G., 1969: Die Erdbebenaktivität in Österreich 1901—1968. Veröffentlichung Zentralanstalt Meteorol. Geodyn., Wien, 193: 31.
- GANGL, G., 1969: Publikation Zentralanstalt Meteorol. Geodynamik, Wien, 193: 31.
- GUTDEUTSCH, R. und ARIC, K., 1976: Erdbeben im ostalpinen Raum — Beobachtungsmethoden und tektonische Deutungsversuche. Veröff. aus der Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik, Nr. 210, Wien.
- HAALCK, H., 1929: Die gravimetrischen Verfahren der angewandten Geophysik. Berlin.
- KOHLBECK, F. und SCHEIDEGGER, A. E., 1977: On the theory of the evaluation of joint-orientation measurements. Rock Mech., 9: 9—25.
- PICK, M., PICHÁ, J., VYSKOCIL, V., 1973: Theory of the Earth's Gravity Field. S. 67—68. Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam, London, New York.
- RÖHLICH, P. und STOVICKOVA, N., 1968: Die Tiefenstörungstektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmisches Masse. Geologie, 17, (6/7): 670—694, Berlin.
- SCHARBERT, H. G., 1962: Die Granulite des südlichen Böhmisches Massivs. Geol. Rundschau, 52: 112—123, Stuttgart.

- SCHEIDEGGER, A. E., 1976: Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Dindorfer Störung. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 119: 83—95, Wien.
- SCHERMANN, O., 1966: Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16: 89—103, Wien.
- SENFEL, E., 1965: Schwerekarte von Österreich — hrsg. BuAmt f. EuVW, Wien.
- THENIUS, E., 1974: Niederösterreich. *Verh. Geol. Bundesanstalt*, Heft Niederösterreich.
- WALDMANN, L., 1958: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. *Verh. Geol. Bundesanstalt*, Sonderheft E, 1—26, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung am 13. 6. 1977 eingelangt.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1977

Band/Volume: [1977](#)

Autor(en)/Author(s): Figdor Harald, Scheidegger Adrian E.

Artikel/Article: [Geophysikalische Untersuchungen an der Diendorfer Störung 243-270](#)