

Beiträge zur Erkundung der Untergrundstrukturen der Neusiedlersee-Region mit gravimetrischen und magnetischen Methoden*)

Von H. GRANSER, P. STEINHAUSER, D. RUESS und B. MEURERS**)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

Im Bereich des Neusiedlersees kommt den Untergrundstrukturen besondere Bedeutung zu, da eventuell vorhandene subaquatische Quellen durch die Existenz von Bruchsystemen im Untergrund begünstigt werden. Ausgehend von dem bereits vorhandenen Datenmaterial der gravimetrischen Landesaufnahme wurde eine gezielte Meßpunktverdichtung durchgeführt. Die hieraus erstellte Bouguerschwerkarte wurde mit potentialtheoretischen Methoden interpretiert.

Insbesondere gestattet die Analyse der Horizontalgradienten Rückschlüsse auf tektonische Bruchstrukturen. Diese zeigt, daß der Neusiedler Bruch im nordwestlichen Schilfgürtel des Sees und somit deutlich weiter westlich verläuft als bisher angenommen wurde. Als weitere markante Bruchstruktur ist der Mönchshofer Bruch im Gradientenbild erkennbar, der südöstlich von Podersdorf besonders kräftig in Erscheinung tritt. Beide Brüche streichen etwa parallel in SW-NE Richtung.

Weiters wird mit Hilfe einer iterativen dreidimensionalen Inversion der Schweredaten das Grundgebirgsrelief ermittelt, wobei eine exponentielle Zunahme der Sedimentdichte mit der Tiefe berücksichtigt wird. Demnach bricht das Grundgebirge vom Leithagebirge her entlang des Neusiedler Bruchs in die Seemulde hinein ab, wo eine Tieflage von bis zu 1200 m erreicht wird. Danach steigt es sehr gleichförmig nach SE hin zur Podersdorfer Hochzone an, wo die Tiefe nur noch knapp 400 m beträgt, und sinkt dann am Mönchshofer Bruch wieder ab. Der Abfall zum westpannonischen Becken entwickelt sich dann im Raum Nickelsdorf sehr steil, während er im südlichen Seewinkel nur langsam vor sich geht. Insgesamt besitzt das Grundgebirge nach dieser gravimetrischen Untersuchung ein ausgesprochen kräftiges Relief, wobei die geophysikalisch ermittelten Teufen mit den verfügbaren Bohrergebnissen gut übereinstimmen: die durchschnittliche Abweichung beträgt etwa 9 Prozent.

Zusätzlich wurde ein Vergleich mit der aeromagnetischen Vermessung Österreichs durchgeführt, indem aus der Bougueranomalienverteilung die pseudomagnetische Total-

*) Dem Gedenken an Hofrat Dr. Erich Senftl (1916-1990) gewidmet, der wesentliche Beiträge zur gravimetrischen Landesaufnahme Österreichs geliefert hat.

**) Adresse der Verfasser: H. GRANSER, ÖMV AG, Gerasdorfer Straße 151, A-1210 Wien, früher: Robertson Rebbeck Geophysical Services, Llandudno, Gwynedd LL30 1SA, UK.
P. STEINHAUSER und B. MEURERS, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, Hohe Warte 38, A-1190 Wien.
D. RUESS, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Schiffamtgasse 1-3, A-1025 Wien.

intensitätsverteilung berechnet wurde. Unter Berücksichtigung der ausgeprägten lokalen Variabilität der Suszeptibilität kristalliner Gesteine und möglicher remanenter Magnetisierungsanteile stimmen die Feldverteilungen gut überein. Darüber hinaus zeigt aber die aeromagnetische Aufnahme zwei scharfe, kleinräumige Anomalien, die in der Pseudomagnetik fehlen. Die Zentren dieser Anomalien befinden sich nach der Reduktion zum Pol ENE von Oggau bzw. SSW von Zurndorf. Es bietet sich eine naheliegende Deutung an, die Ursache dieser Anomalien in tertiären Vulkaniten zu suchen, die ähnlich wie die Basalte des Paulibergeres an der Grenze des Alpenorogens zum pannonischen Becken liegen.

Abstract

Within the region of Lake Neusiedl subsurface structures are of special hydrological interest, as fault systems are important for the hypothetically proposed subaquatic springs. This question has been investigated by gravimetric and geomagnetic methods.

A Bouguer gravity map has been compiled with data of the Austrian gravity survey with additional measurements and analyzed by means of potential field methods. Horizontal gravity gradients indicate that the so-called Neusiedl fault is situated in the northwestern part of the lake's reed belt. In addition the Mönchhof fault can be traced by gradient anomalies in the SE of Podersdorf. Both faults are striking in SW — NE direction.

By means of an iterative threedimensional gravity inversion the topography of the basement has been calculated using a sedimentary density increasing exponentially with depth. The results indicate a rugged basement topography which is in good agreement with drill hole data: The mean deviations between observed and calculated depths amount only to 9 percent.

The analysis of aeromagnetic data supports the gravimetric results. In addition two pronounced but small anomalies can be observed ENE of Oggau and SSE of Zurndorf respectively. Their origin can be caused by volcanic bodies within the basement.

1. Einleitung

Aufgabe dieser Untersuchung war es, Aussagen über die Strukturen des Grundgebirges und die vorhandenen Bruchsysteme im Neusiedlerseegebiet zu gewinnen, wobei letztere von besonderem Interesse waren, da aus dem Wasserhaushalt des Neusiedlersees bereits mehrfach gefolgert worden ist, daß subaquatische Quellen existieren (GATTINGER 1975, LÖFFLER 1974, TOLLMANN 1985). Da Störungssysteme druckentlastend wirken und somit für Grundwässer als Aufstiegsbahn dienen können, sind Quellen im Bereich derartiger Bruchsysteme im Untergrund zu erwarten (GATTINGER 1975).

Dabei erwies sich die Ortung solcher Quellen mit geothermischen und isotochenchemischen Methoden als schwierig. Geothermisch sollten die gesuchten Quellgebiete infolge der höheren Grundwassertemperatur geortet werden können, wobei im Winter der größte Temperaturkontrast in den Infrarotluftbildern gegeben ist (GATTINGER 1975, ZIRM 1983). Großflächige Wasserfilme auf dem Eis und Fragen der Meßgenauigkeit bereiten jedoch Schwierigkeiten. Zusätzlich zeigten neuere Isotopenuntersuchungen, daß die sogenannten „Kochbrunnen“, die wegen ihrer aufsteigenden Gasblasen so bezeichnet und als warme Quellen angesehen worden sind, nicht mit subaquatischen Quellen im Zusammenhang ste-

hen (RANK 1985). Die Analysen ergaben, daß es sich hierbei nur um Methangasblasen handelt, deren Turbulenz zusammen mit der Wärme des Gases Temperaturanomalien hervorruft, während Grundwasserquellen nicht nachweisbar waren.

In dieser Arbeit sollen nun mit geophysikalischen Methoden Informationen über das Grundgebirgsrelief und die tektonischen Bruchstrukturen gewonnen werden. Es ist zweckmäßig, dazu vom bereits vorhandenen Datenmaterial auszugehen. Verfügbar sind Daten der gravimetrischen Landesaufnahme (SENFTEL 1970) und der Aeromagnetik (GUT-DEUTSCH und SEIBERL 1987) sowie die Tiefenangaben einiger Aufschlußbohrungen (GRILL und JANOSCHEK 1980).

2. Meßgebiet

Das etwa 1100 km² große Meßgebiet erstreckt sich vom Ruster Höhenzug bzw. den Hängen des Leithagebirges im Westen und von der Parndorfer Platte im Norden bis zur Staatsgrenze im Osten und Süden. In weiten Teilen des Meßgebietes ist nur ein minimales topographisches Relief vorhanden, wobei der Neusiedlersee selbst und der Seewinkel auf ungefähr 120 m Seehöhe liegen, während die Parndorfer Platte etwa 150 m erreicht. Geologisch ist der Nordteil des Ruster Höhenzuges als Fortsetzung der Wechseldecke anzusehen, während der Südteil des Zuges und der von Trias-Kalken weitgehend verhüllte Grobneiskern des Leithagebirges dem Unterostalpin angehört (Tollmann 1977). Die einen Teil des westpannonischen Beckens bildende Neusiedlersee-Bucht ist mit jungtertiären Sedimenten gefüllt, über denen im Norden die eiszeitlichen Schotter der Parndorfer Platte liegen. Tektonische Vorgänge dokumentieren sich im Neusiedler Bruch, der von Neusiedl aus in nord-östlicher Richtung streicht sowie im parallel dazu durch den Seewinkel verlaufenden Mönchshofer Bruch (Tollmann 1985).

3. Schweredaten

Im Rahmen der Landesaufnahme wurden 1965 bis 1966 im Untersuchungsgebiet Schweremessungen mit einem Worden-Gravimeter durchgeführt (SENFTEL 1970). Dabei wurden 770 Schwerestationen vermessen, von denen 475 Stationen an Fixpunkte des in diesem Gebiet vorhandenen Netzes von 27 Nivellementlinien angeschlossen werden konnten. Bei den restlichen Meßpunkten wurden photogrammetrisch bestimmte Höhenkoten für die Höhenbestimmung verwendet. In Anbetracht des sanften Geländereiefs können die Höhenfehler jedoch als vernachlässigbar angesehen werden. Im Zuge der Meßkampagne wurden im Winter 1965/66 insgesamt 99 Stationen auf dem Eis des gefrorenen Neusiedlersees vermessen. Diese Punkte wurden auf sechs Profilen in 200 m Punktabstand angeordnet.

Entsprechend der vorhin genannten Aufgabenstellung wurde im Zuge dieser Untersuchung eine gezielte Meßpunktverdichtung vorgenommen, um eine möglichst flächenhafte Punktverteilung zu erhalten. Insgesamt wurden 195 Schwerestationen mit einem La Coste & Romberg Mikrogal-Gravimeter neu vermessen.

Das gesamte Datenmaterial wurde neu ausgewertet und die Bouguer-Reduktion durchgeführt. Dies war umso mehr erforderlich, als die ursprünglich vorhandenen Schweredaten seinerzeit nur manuell bearbeitet werden konnten, weshalb ein stark vereinfachtes Reduktionsverfahren zur Anwendung kam, das für die geodätischen Anforderungen vollkom-

men ausreichend war. Das Ziel dieser Reduktionsrechnung ist die Ermittlung der Bouguer-schwere Δg_B , wozu folgende Reduktionsglieder berücksichtigt werden müssen:

$$\Delta g_B = g - \gamma_0 + \Delta g_F + \Delta g_m(\rho_c) \quad (1)$$

Hierbei bedeuten

g ... gemessene Schwere

γ_0 ... Normalschwere nach GRS 1980, bezogen auf ÖSGN 80

Δg_F ... Niveaureduktion mittels normalem Schweregradienten

$\Delta g_m(\rho_c)$... Massenreduktion für die Reduktionsdichte ρ_c

wobei sich die Massenreduktion aus der Bouguerplatten- und der topographischen Reduktion zusammensetzt.

Die gesamte Reduktion der gravimetrischen Meßdaten erfolgte nach dem Verfahren von GÖTZE, ROSENBACH und STEINHAUSER (1980) mit einem Reduktionsradius von 167 km und einer Reduktionsdichte von $2,20 \text{ gcm}^{-3}$, deren Wahl aufgrund gravimetrischer Resultate im benachbarten Wiener Becken erfolgte. Der Wertebereich der kompletten Massenreduktionen an den insgesamt 965 Meßpunkten liegt zwischen 10,41 bis 19,92 mGal. Diese Schwankungsweite belegt die Notwendigkeit der Massenreduktion selbst für ein Gebiet mit derart geringem Geländeerief, wie es das Untersuchungsgebiet darstellt.

Die Wassermassen des Neusiedlersees wurden bei der Berechnung der Bouguermassenreduktion nicht berücksichtigt. Eine Abschätzung nach der Bouguerplattenformel zeigt, daß der Effekt der Wassermassen wegen der geringen Wassertiefe des Neusiedlersees 0,06 mGal nicht überschreitet.

4. Analyse und Interpretation der Bouguerschwere

Mit dem oben beschriebenen Datenmaterial wurde die Bouguer-Schwerekarte von Abbildung 1 berechnet, wobei — wie auch in den folgenden Kartendarstellungen — ein auf bikubischen Spline-Funktionen basierender Zeichenalgorithmus angewendet wurde.

Wegen der unregelmäßigen Meßpunktverteilung müssen die Bougueranomalienwerte zunächst in ein quadratisches Raster interpoliert werden. Hiefür steht ein Verfahren zur Verfügung, das auf der Methode von SÜNKEL (1980) aufbaut und für die Zwecke der Potentialfelddarstellung weiterentwickelt wurde. Dieses Verfahren reduziert störende Auswirkungen der teilweise extrem unterschiedlichen Punktdichte, indem in Bereichen mit geringer Stationsüberdeckung das Überschwingen des Isolinenverlaufs bzw. die Konstruktion zahlreicher isolierter Extrema soweit wie möglich vermieden wird. Das hier verwendete Verfahren präzisiert die Werte an den Gitterpunkten durch Kollokation nach kleinsten Quadraten (SÜNKEL und MALITS 1981, KRAIGER 1982, KRAIGER 1983). Diese Methode hat den Vorteil, daß die statistische Kopplung der Ausgangsdaten bei der Interpolation mitberücksichtigt wird, und dadurch bessere Ergebnisse erzielt werden.

Das statistische Verhalten wird dabei durch die Kovarianzfunktion $c(s)$ charakterisiert, die die gemeinsame Variation zweier Variablen erfaßt, wobei in diesem Fall die Bougueranomalien Δg_{B_i} und Δg_{B_j} zweier Schwerestationen in der Entfernung s die Variablen darstellen:

$$c(s) = \frac{1}{n} \sum \Delta g_{B_i} \Delta g_{B_j} \quad (2)$$

Richtungsunabhängigkeit (Isotropie) wird dabei vorausgesetzt. Regionalfeldeffekte müssen daher vor der Berechnung der Kovarianzfunktion aus dem Datenmaterial eliminiert werden. Hierzu wird nach der Methode der kleinsten Quadrate eine Polynomfläche geeigneten Grades als Trendfunktion berechnet. Für die mittels dieser Funktion korrigierten, sogenannten trendreduzierten Daten wird eine empirische Kovarianzfunktion der folgenden zweiparametrischen Form bestimmt:

$$c(s) = \frac{c_0}{\sqrt[3]{1 + 7\left(\frac{s}{\beta}\right)^2}} \quad (3)$$

Darin symbolisiert β die Halbwertsbreite, die ein Maß für die Korrelation benachbarter Meßgrößen darstellt, mit $c(\beta) = \frac{c_0}{2}$.

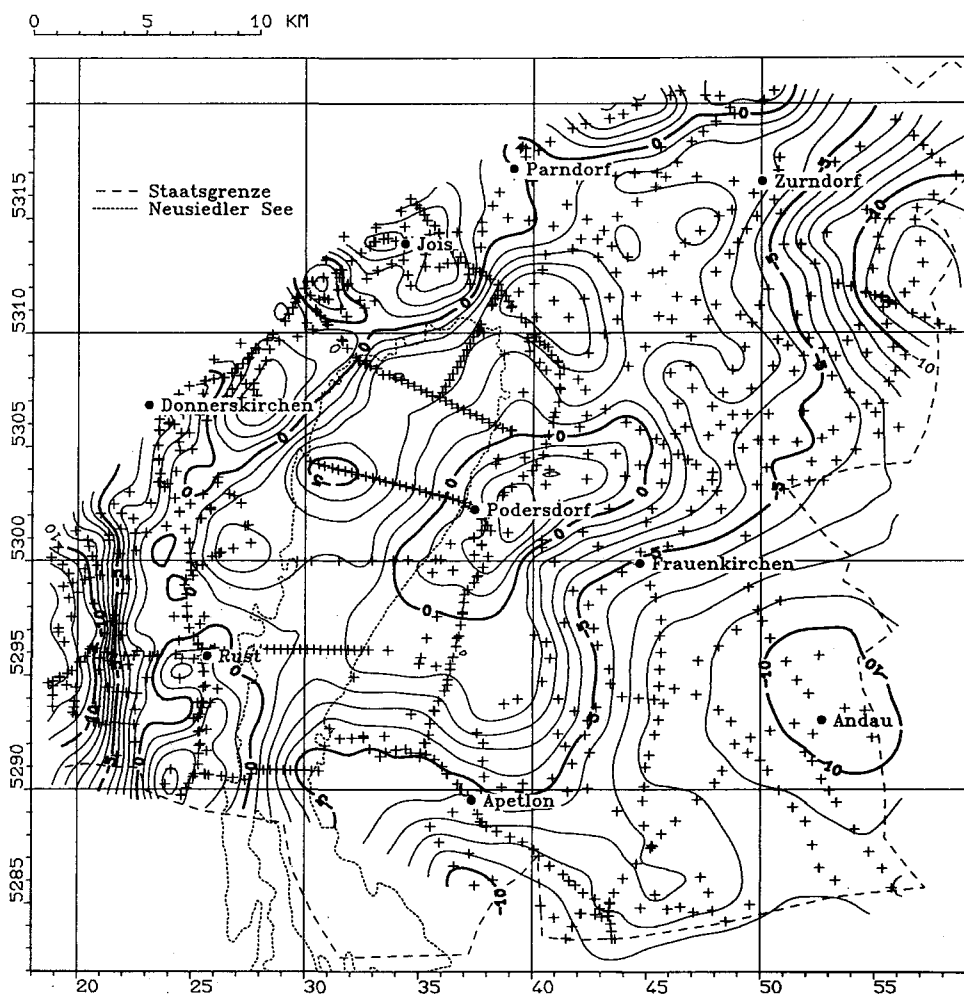


Abb. 1: Bouguerschwere der Neusiedlersee-Region. Isolinienabstand 1 mGal, (Reduktionsniveau 0 m, Reduktionsradius 167 km, Reduktionsdichte $2,20 \text{ gcm}^{-3}$).

Sie beträgt im Untersuchungsgebiet 2,8 km und entspricht ungefähr dem dreifachen mittleren Punktabstand. Im nächsten Schritt werden an den Gitterpunkten trendreduzierte Bougueranomalien unter Verwendung dieser empirischen Kovarianzfunktionen präzidiert. Durch Addition des Trendmodells an den Rasterpunkten erhält man die gesuchten Interpolationswerte der Bougueranomalie auf dem Gitter.

Die wichtigsten Merkmale der Bouguerschwerekarte von Abb. 1 sind der Schweretrog im Gebiet des nordwestlichen Neusiedlersees, die Schwerehochzone bei Podersdorf sowie der Abfall der Bouguerschwere in Richtung zur ungarischen Staatsgrenze. Bemerkenswert ist der starke Horizontalgradient der Bouguerschwere des oben erwähnten Schweretroges im nordwestlichen Teil des Neusiedlersees in Richtung Leithagebirge. Der Übergang zwischen dem Schweremaximum im Gebiet des Ruster Höhenzuges und der westlich davon gelegenen, nur teilweise angeschnittenen, negativen Schwereanomalie ist ebenfalls durch starke Horizontalgradienten charakterisiert. Zonen erhöhter Horizontalgradienten der Schwere sind i. a. ein Kennzeichen geologischer Strukturgrenzen. Insbesondere sind vertikale Verwerfungen durch Maxima des Horizontalgradienten gekennzeichnet.

Als erster Schritt zur Interpretation der Bouguer-Schwerekarte wurde daher die Horizontalgradientenverteilung untersucht. Wie oben erwähnt, beruht die Darstellung des Schwerefeldes auf den für die Schnittpunkte des quadratischen Gitternetzes interpolierten Funktionswerten. Auf dieser Basis ist eine direkte Gradientenberechnung möglich ohne — wie vielfach üblich — auf die fehleranfällige Differenzenquotientenbildung zurückgreifen zu müssen.

Die zweidimensionale Interpolationsfunktion $f(x, y)$ ist definitionsgemäß im Untersuchungsgebiet stetig und zweimal stetig differenzierbar. Durch diese Stetigkeitsbedingungen ergeben sich die Gleichungssysteme für die Koeffizienten der bikubischen Polynome des Splines, womit auch die partiellen Differentialquotienten 1. Ordnung $\frac{\partial f}{\partial x}$ und $\frac{\partial f}{\partial y}$ an den Gitterpunkten bestimmt sind. Der Absolutbetrag des Horizontalgradienten HG ist demnach durch die Beziehung

$$HG = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (4)$$

gegeben. Der Vorteil dieses Verfahrens der Horizontalgradientenberechnung über die Interpolationswerte des Gitternetzes liegt darin, daß Auswirkungen von unvermeidlichen, kleinen Meßfehlern unterdrückt werden. Dagegen können bei der häufig angewendeten, einfacheren Gradientenabschätzung durch Differenzenquotienten von dicht nebeneinanderliegenden Schwerestationen kleine Meßfehler zu großen Verzerrungen des Gradientenbetrages führen (STEINHAUSER und MEURERS 1983).

Die gemäß Gl. (4) berechnete Horizontalgradientenverteilung der Bouguerschwere wird in Abb. 2 dargestellt. Wie daraus ersichtlich ist, tritt westlich des Ruster Höhenzuges ein langgezogenes, N-S streichendes Maximum des Horizontalgradienten besonders deutlich hervor. Im Bereich des nordwestlichen Schilfgürtels des Neusiedlersees streicht eine Kette von markanten Gradientenhochs in SW-NE Richtung und erreicht bei Rust das Ufer. Eine deutlich schwächer ausgeprägte Hochzone verläuft parallel dazu von Donnerskirchen bis Jois etwa entlang der 120 m Höhengichtlinie am Ufer. Im Bereich der offenen Wasserfläche des Sees ist das Gradientenbild verhältnismäßig ruhig, und erst im Seewinkel ist östlich von Podersdorf eine ebenfalls SW-NE streichende Hochzone erkennbar.

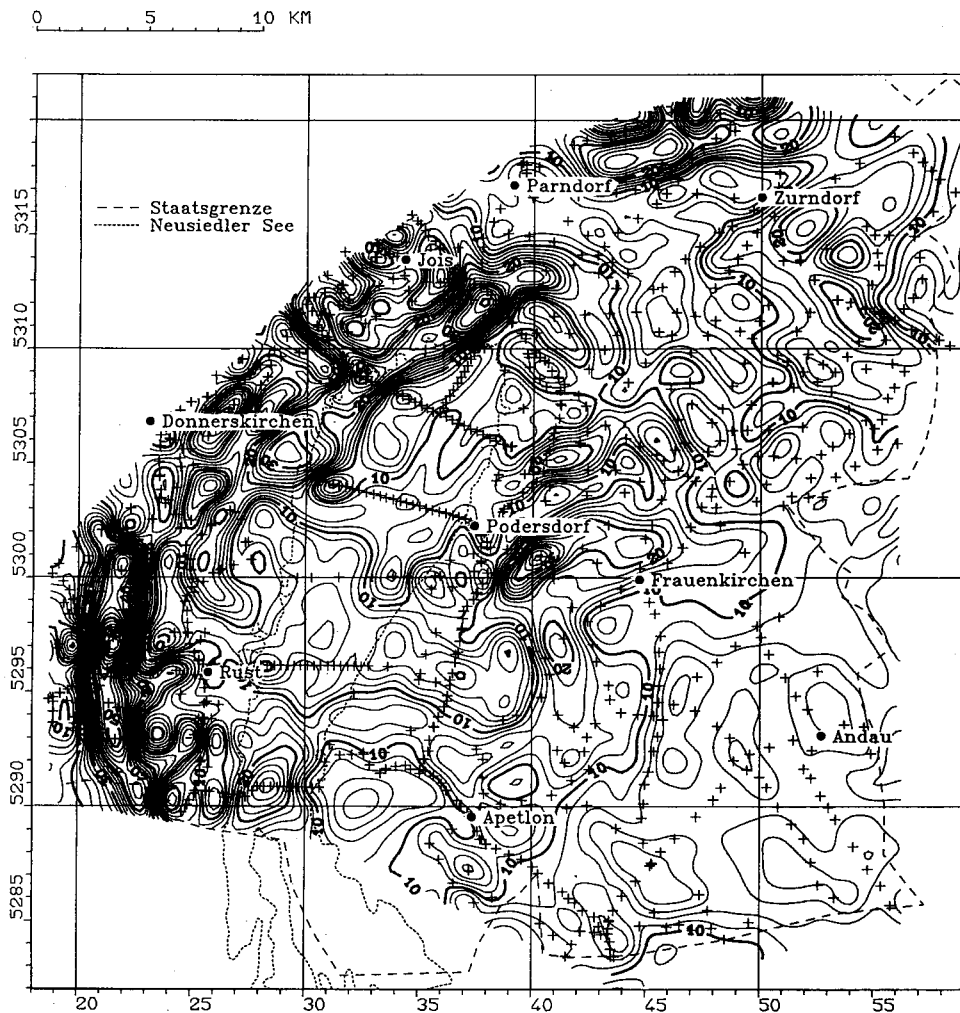


Abb. 2: Horizontalgradientenverteilung der Bouguerschwere der Neusiedlersee-Region. Isolienabstand 2 Eötvös (0,2 mGal/km).

Die bekannte Bruchstruktur an der Westflanke des Ruster Höhenzuges kommt somit deutlich in einem Gradientenhoch zum Ausdruck. Hingegen dürfte die von FUCHS und GRILL (1984) vermutete Linie des Neusiedler Bruches nicht mitten durch den See gehen, sondern etwa 3 km westlich davon durch den Schilfgürtel verlaufen, wo entsprechende Gradientenanomalien auftreten. Die schwächere Gradientenanomalie im nordwestlichen Uferbereich kann möglicherweise auf den Dichtekontrast zwischen den anstehenden, leichten pliozänen Sedimenten und dem rasch abtauchenden Grundgebirge zurückgeführt werden. Das Gradientenhoch südöstlich von Podersdorf ist zweifellos die gravimetrische Abbildung des Mönchshofer Bruches und deutet an, daß dieser Bruch hier am kräftigsten ausgeprägt ist.

In einem weiteren Interpretationsschritt wurde die Bouguerschwereverteilung hinsichtlich der Topographie des Grundgebirges analysiert. Unter der Voraussetzung, daß die Bougueranomalie im wesentlichen durch den Dichtekontrast zwischen neogener Sedimentfüllung und Tertiärbasis hervorgerufen wird, liegt ein gravimetrisches Einschicht-Inversionsproblem vor. Es kann durch ein nicht iteratives Inversionsverfahren (GRANSER 1987a) gelöst werden, das auf einer inversen Operatorreihenentwicklung von PARKER'S (1972) Algorithmus zur Berechnung der Modellschwere eines Zweischichtfalles beruht:

$$h(\vec{x}) = \sum_{n=1}^{\infty} \mathcal{F}^{-1} \left[\frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n} \mathcal{F}[l^n] \right] \quad \text{mit} \quad l = \mathcal{F}^{-1} \left[\mathcal{F}[\hat{g}] \frac{e^{|\vec{k}|z_0}}{2\pi\gamma\rho} \right] \quad (5)$$

z_0 ... Nullniveau der Relieffunktion h

h ... Relieffunktion, Tiefe des Grundgebirges $z=z_0+h$

γ ... Gravitationskonstante

ρ ... Dichtekontrast

\mathcal{F} ... Fouriertransformationsoperator

\mathcal{F}^{-1} ... Inverser Fouriertransformationsoperator

$\mathcal{F}[\hat{g}]$... Fouriertransformierte der Restschwereverteilung

\vec{k} ... Wellenzahlvektor

\vec{x} ... Ortsvektor

Die Reihenentwicklung konvergiert nach einer Hochpassfilterung mit einer Cutoff-Wellenzahl, die von dem Anomalieextremum der in die Tiefe z_0 fortgesetzten Restschwereverteilung und dem Dichtekontrast ρ abhängt. Die Wahl der Parameter z_0 und ρ muß sich auf andere geologische oder geophysikalische Informationen stützen. Im konkreten Fall kann dies an Hand von aus Tiefbohrungen bekannten Grundgebirgstiefen erfolgen. Für den Bereich des Seewinkels liegen hierzu folgende Bohrergebnisse vor (Grill und Janoschek 1980):

Bohrung	Grundgebirgstiefe
Podersdorf 1	377 m
Halbthurn 1	1228 m
Frauenkirchen 1	1624 m
Pamhagen 1	1830 m
Tadten 1	2070 m

Aufgrund dieser Daten wurde als z_0 -Niveau die Tiefe des Kristallins bei der Tiefbohrung Podersdorf 1 mit rund 0,4 km gewählt.

Ausgehend von der Feldfortsetzung nach unten ergibt sich aus den bei den drei seichteren Bohrungen erzielten Grundgebirgstiefen ein nach der Methode der kleinsten Quadrate optimierter Dichtekontrast von $\rho = -0,26 \text{ gcm}^{-3}$. Die aufgrund dieser Parameter berechnete Karte des Grundgebirges ist in Abb. 3 dargestellt. Die Isolinienbeschriftungen in Abb. 3 sind als Tiefe des Grundgebirges ab Erdoberfläche zu verstehen. Wegen der zur Konvergenz der Reihenentwicklung in Gl. (5) notwendigen Tiefpassfilterung (Grenzwellenlänge

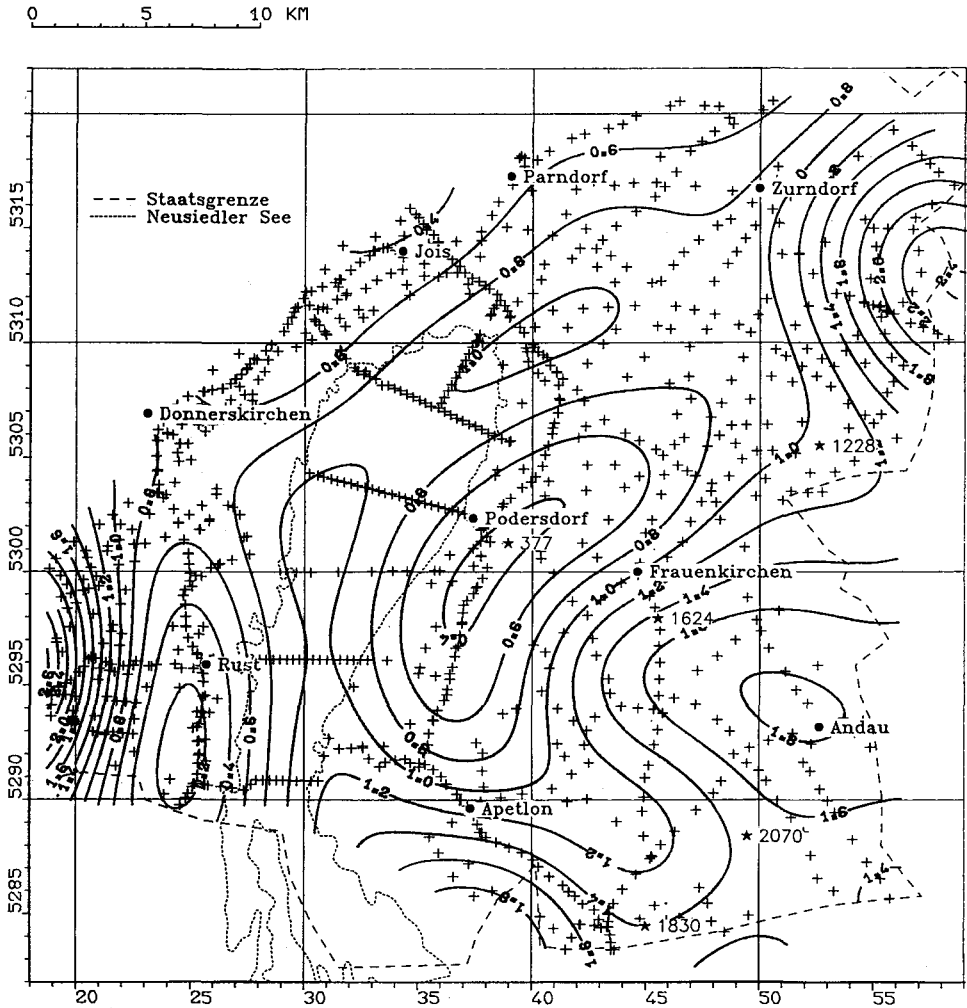


Abb. 3: Relief des Grundgebirges der Neusiedlersee-Region berechnet mit konstantem Dichte-
kontrast $-0,26 \text{ gcm}^{-3}$. Isolinenabstand: 0,2 km, ★ Bohrteufen des Grundgebirges
in [m].

$\lambda=10 \text{ km}$) ist der Verlust von Information im hochfrequenten Bereich unvermeidlich. Die Beurteilung des Teufenplans muß unter dem Gesichtspunkt erfolgen, daß zwei Voraussetzungen für die Zulässigkeit der Berechnung erfüllt sein müssen. Erstens muß die resultierende Modellstruktur das beobachtete Bougueranomalienfeld reproduzieren, und zweitens ist zu prüfen, ob die Annahme einer konstanten Dichte für die Beckenfüllung und damit eines konstanten Dichtekontrastes zum Grundgebirge zulässig ist. Hinsichtlich der ersten Voraussetzung ergibt sich eine hinreichend gute Übereinstimmung zwischen der nach dem Parker-Algorithmus (PARKER 1972, BLAKELY 1981) berechneten Modellschwere des Teufenplans und der gegebenen Bougueranomalienverteilung (Abb. 1).

Inbezug auf den Dichtekontrast muß jedoch die Annahme einer von der Tiefenlage unabhängigen konstanten Sedimentdichte als grobe Vereinfachung angesehen werden. Eine wachsende Verdichtung der Sedimente mit zunehmender Teufe kommt der Wirklichkeit wesentlich näher. Dies bestätigt der Teufenplan von Abb. 3 qualitativ, da für die tieferen Bohrungen generell zu kleine gravimetrisch ermittelte Teufen ausgewiesen sind, was durch einen zu großen Modell-Dichtekontrast in diesem Tiefenbereich erklärt werden kann. Mit mehr als 400 m Differenz ergibt dies bei den beiden tiefsten Bohrungen einen Fehler im Bereich von 25%.

Um die Übereinstimmung des gravimetrischen Grundgebirgsmodells mit den beobachteten Bohrteufen zu verbessern, ist es notwendig, die tiefenabhängige Dichtezunahme der Sedimente zu berücksichtigen. Leider kann aber die Tiefenabhängigkeit der Sedimentdichte nicht als exakte mathematische Funktion dargestellt werden, da neben der auflastbedingten Verdichtung auch Stratigraphie, Fazies, Diagenese, tektonische Entwicklung etc. eine Rolle spielen. Dagegen konnten bereits ATHY (1930) und andere Autoren zeigen, daß die Tiefenabhängigkeit der Sedimentdichte vielfach hinreichend genau durch eine exponentielle Dichte-Tiefenfunktion approximiert werden kann. Die oberflächennahe rasche Dichtezunahme verlangsamt sich mit wachsender Teufe progressiv und nähert sich asymptotisch der Dichte des Grundgebirges. Die Dichte der oberflächennahen Sedimente wird mit $2,20 \text{ gcm}^{-3}$ ausreichend gut erfaßt, wobei dieser Wert auch mit Ergebnissen aus dem Wiener Becken übereinstimmt. Vom Wiener Becken sind aber auch Dichteangaben von Bohrproben bekannt, die in 4 km Tiefe Werte um $2,60 \text{ gcm}^{-3}$ ergeben (GERSTBACH, 1985). Ebenso kann die Gesteinsdichte des kristallinen Grundgebirges in diesem Tiefenbereich mit zirka $2,65 \text{ gcm}^{-3}$ angegeben werden. Aus diesen Angaben läßt sich die in Abb. 4

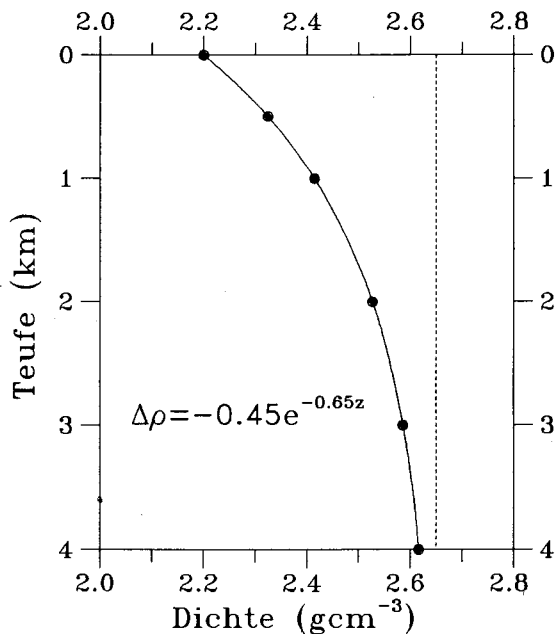


Abb. 4: Exponentielle Tiefen-Dichte Funktion für die Neusiedlersee-Region.

wiedergegebene exponentielle Dichte-Tiefenfunktion ableiten. Demnach wächst die Seditendichte auf $2,33 \text{ gcm}^{-3}$ in 500 m Tiefe und auf $2,43 \text{ gcm}^{-3}$ in 1000 m bzw. auf $2,53 \text{ gcm}^{-3}$ in 2000 m Tiefe an. Beim Vorliegen exponentieller Dichte-Tiefenfunktionen kann ein iterativer Inversionsalgorithmus (GRANSENER 1987b) angewendet werden. Dabei erhält man, von BOTT'S (1960) Ansatz ausgehend, die erste Näherung h_0 der Grundgebirgsteufe durch Inversion der Bouguerplattenformel. Im Fall der exponentiellen Dichte-Tiefenfunktion $\rho = \rho_0 e^{-\lambda z}$ ergibt dies

$$h_0 = -\frac{1}{\lambda} \left(1 - \frac{\lambda g}{2\pi\gamma\rho_0} \right) \quad (6)$$

Die Schwerewirkung dieses Körpers 1. Näherung kann mittels der Beziehung

$$g = \mathcal{F}^{-1} \left[2\pi\gamma\rho_0 \frac{1}{|\vec{k}| + \lambda} \left(\mathcal{F}[1 - e^{-\lambda h}] - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-|\vec{k}|)^n}{n!} \mathcal{F}[e^{-\lambda h} h^n] \right) \right] \quad (7)$$

berechnet werden. Mit der Differenz Δg zur tatsächlich beobachteten Schwere wird nun die Tiefe mit der Formel

$$\Delta h_i = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(1 - \frac{\lambda \Delta g}{2\pi\gamma\rho_0 e^{-\lambda h_i}} \right) \quad (8)$$

additiv gemäß $h_{i+1} = h_i + \Delta h_i$ verbessert. Dieser Vorgang ist solange zu wiederholen, bis ausreichende Konvergenz erreicht ist.

In Abb. 5 wird die Teufenkarte dargestellt, die durch zweimalige Iteration erhalten wurde. Die Abweichungen von den erbohrten Grundgebirgstiefen erreichen mit durchschnittlich 9% nur noch die Hälfte des Wertes, der sich bei konstantem Dichtekontrast ergibt. Die folgende Tabelle zeigt die Differenzen zwischen den gravimetrisch und den durch Bohrungen ermittelten Sedimentmächtigkeiten an den einzelnen Bohrlokationen bei Annahme eines konstanten bzw. exponentiell mit der Tiefe abnehmenden Dichtekontrastes zum Grundgebirge. Im letzteren Fall werden zusätzlich die sich bei unterschiedlicher Iterationsschrittanzahl ergebenden Abweichungen zusammengestellt, um die rasche Konvergenz des iterativen Inversionsverfahrens nachzuweisen.

Bohrung	Grundgebirgstiefe	Grundgebirgsteufen-Differenz bei			
		konstanter Dichte	exponentieller Dichtefunktion		
			1. Iteration	2. Iteration	3. Iteration
Podersdorf 1	377 m	0 m	60 m	- 20 m	- 50 m
Halbthurn 1	1228 m	-180 m	150 m	130 m	100 m
Frauenkirchen 1	1624 m	-150 m	160 m	200 m	230 m
Pamhagen 1	1830 m	-430 m	- 90 m	-120 m	-140 m
Tadten 1	2070 m	-610 m	-170 m	-170 m	-170 m

Insgesamt zeigt das Grundgebirgsrelief im Bereich des nordwestlichen Neusiedlersees nach einem Steilabbruch eine SW-NE streichende etwa 1,2 km tiefe Mulde, gefolgt von einem stetigen Anstieg zur Podersdorfer Hochzone, der sich ein weiterer Steilabbruch in

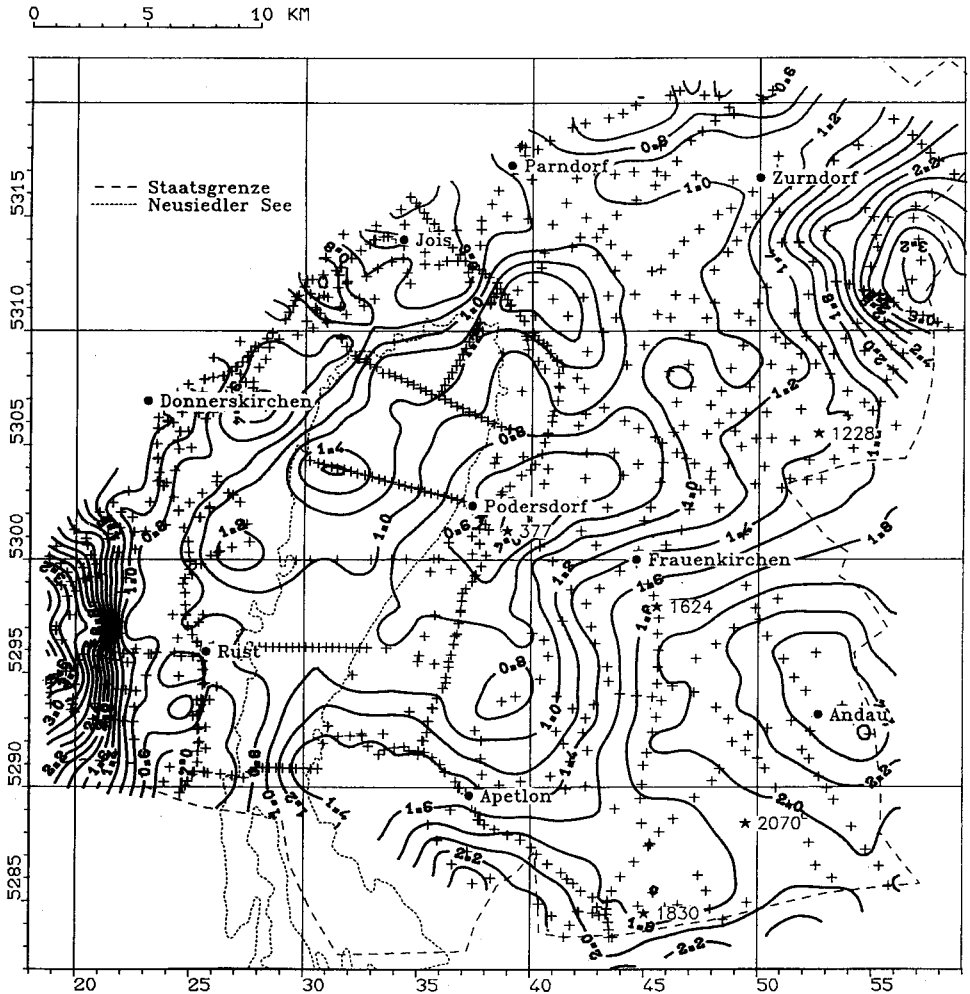


Abb. 5: Relief des Grundgebirges der Neusiedlersee-Region. Der Inversion liegt die exponentielle Tiefen-Dichte Funktion nach Abb. 4 zugrunde. Isolinienabstand: 0,2 km, ★ Bohrteufen des Grundgebirges in [m].

Richtung Südosten anschließt. Wie der Vergleich mit der Horizontalgradientenkarte (Abb. 2) zeigt, stimmt die Lage der Horizontalgradientenmaxima in beiden Fällen praktisch mit der Oberkante des Abbruchs überein.

5. Geomagnetische Interpretation

Als weitere geophysikalische Information über das Untersuchungsgebiet liegt die aeromagnetische Vermessung (GUTDEUTSCH und SEIBERL 1987) vor, die im Sinne einer Komplexinterpretation ebenfalls hinsichtlich des Grundgebirgsreliefs zu analysieren ist. Dabei kann von vornherein keine vollständige Übereinstimmung erwartet werden, da die

örtliche Variabilität der magnetischen Suszeptibilität bei kristallinen Gesteinen die der Dichte um Größenordnungen übersteigt.

Am einfachsten erscheint die Prüfung der Frage, ob magnetische und gravimetrische Anomalien dieselbe Quelle — das Relief des Grundgebirges — besitzen. Dazu wurde die Bougueranomalienverteilung mit Hilfe von DFT-Filterverfahren (Hildenbrandt 1983) in eine pseudomagnetische Totalintensitätsverteilung transformiert.

Zur Berechnung der Pseudomagnetik wurde die Inklination des Erdfeldes mit 63° , die Deklination des Erdfeldes mit 0° und die Magnetisierung mit 24 nT festgesetzt. Dabei ergibt sich der Wert der Magnetisierung aus der Intensität des Erdmagnetfeldes sowie einem Durchschnittswert der magnetischen Suszeptibilität für kristalline Gesteine. Abb. 6 zeigt

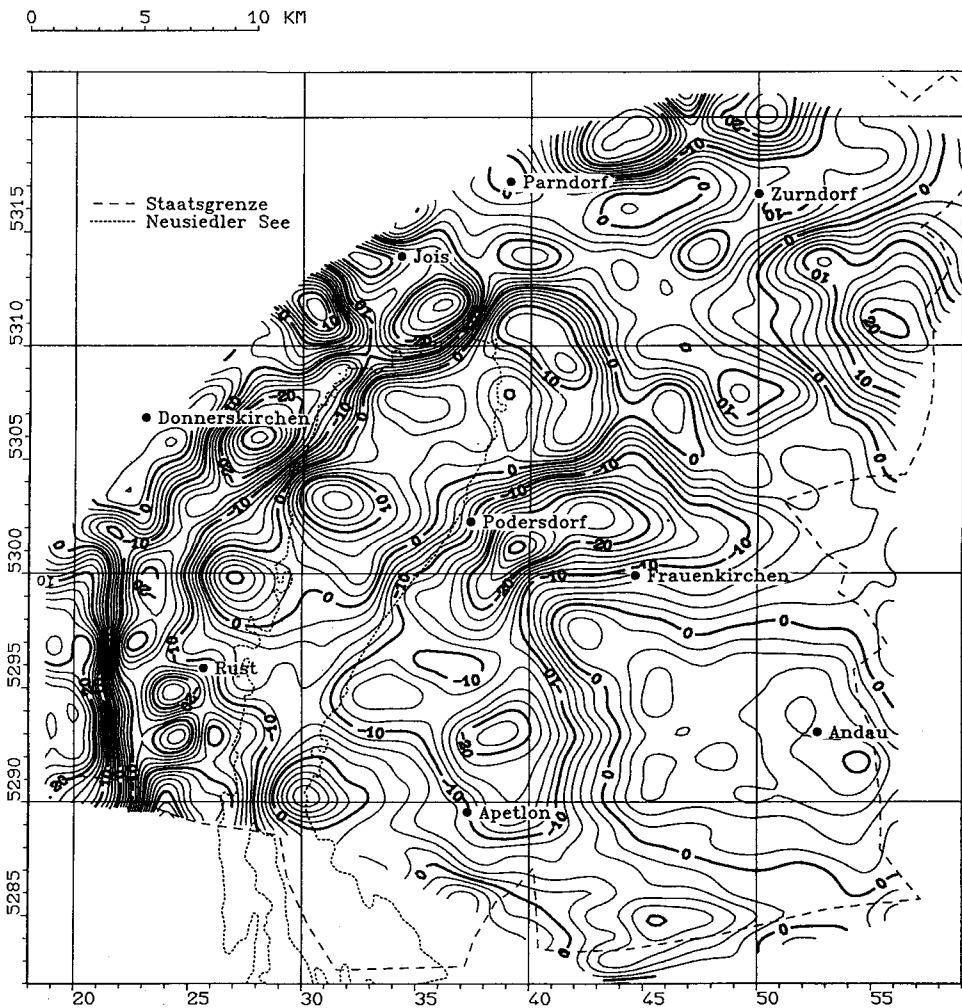


Abb. 6: Verteilung der pseudomagnetischen Totalintensität. Berechnet aus der Bouguerschwereverteilung, bezogen auf 700 m über Grund. Isolinienabstand: 2 nT.

die pseudomagnetische Totalintensitätsverteilung, basierend auf der – dem Flughorizont der Aeromagnetik entsprechend – 700 m nach oben fortgesetzten Bougueranomalie.

Der Vergleich mit der in diesem Gebiet aeromagnetisch gemessenen Totalintensitätsverteilung (Abb. 7) ergibt unter der vorhin genannten Voraussetzung eine befriedigende Übereinstimmung beider Karten. Zwei kleinräumige markante Anomalien, die nach der Reduktion zum Pol ENE von Oggau bzw. SSE von Zurndorf liegen (STRAUSS 1983) sind in der pseudomagnetischen Karte nicht sichtbar. Eine mögliche Erklärung wären im Untergrund eingebettete Vulkanite, die ähnlich wie der Pauliberg an der Grenze zwischen Alpenorogen und Pannonischem Becken liegen. Alle drei Anomalien liegen praktisch auf einer SW-NE streichenden Linie und besitzen von Süden nach Norden hin abnehmende Amplituden. Die deutlich größere Halbwertsbreite der Anomalie im Neusiedlerseegebiet ist aus der im

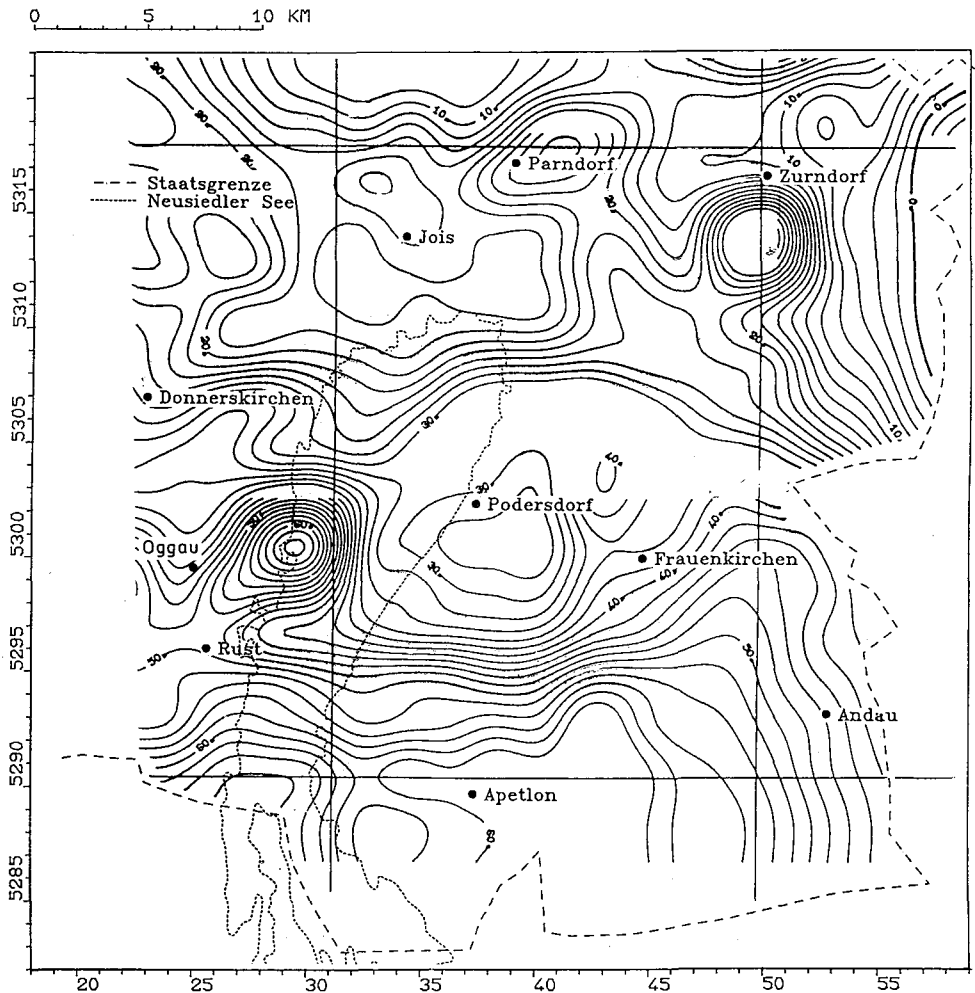


Abb. 7: Magnetische Totalintensität der Neusiedlersee-Region. (Aeromagnetik, 800 m Flughöhe). Isolinienabstand: 2 nT.

Vergleich zum Pauliberg (760 m ü. d. A.) wesentlich größeren Tiefenlage (ca. je 1000 m unter Meeresniveau) zu erklären.

6. Schlußfolgerungen

Zusammenfassend kann daher festgestellt werden, daß aufgrund geophysikalischer Befunde die Existenz des Neusiedler Bruchs bestätigt wird, wobei er jedoch im Bereich des nordwestlichen Schilfgürtels verläuft und somit wesentlich weiter westlich liegt als bisher angenommen wurde. Subaquatische Quellen wären daher in diesem Bereich zu suchen. Insgesamt ist das Neusiedlerseegebiet durch ein ausgesprochen kräftiges Relief des Grundgebirges charakterisiert, wobei sich auch hier geophysikalische Hinweise für einen tertiären Vulkanismus finden.

Danksagung

Die Durchführung dieser Arbeit wurde durch die finanzielle Unterstützung der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien ermöglicht, wofür aufrichtig gedankt sei. Die methodischen Untersuchungen hinsichtlich der tiefenabhängigen Dichtefunktion wurden durch das Programm „Geophysik der Erdkruste“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gefördert, wofür ebenfalls Dank ausgesprochen wird. Herrn Dr. Hösch und Herrn Jilg danken die Autoren herzlichst für ihre Beiträge zur geologischen Interpretation der Ergebnisse.

Literaturverzeichnis

- ATHY, L. F., 1930: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 14, 1-24.
- BLAKELY, R. J. 1981: A program for rapidly computing the magnetic anomaly over digital topography. — USGS Open File Report, 81-298.
- BOTT, M. H. P., 1960: The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. — Geoph. J., 3, 63-67.
- FUCHS, W. und R. GRILL, 1984: Geologische Karte von Wien und Umgebung. Hrsg. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GATTINGER, T. E., 1975: Das hydrogeologische Einzugsgebiet des Neusiedlersees. — Verh. Geol. B.-A., 331-346.
- GERSTBACH, G., 1985: Tiefenbestimmung der Laxenburger und Schwechatener Senke aus Lotstörungen. — Ber. Tiefb. Ostalpen, 12, 75-82.
- GÖTZE, H.-J., O. ROSENBAACH und P. STEINHAUSER, 1980: Die Bestimmung der mittleren Geländehöhen im Hochgebirge für die topographische Reduktion von Schweremessungen. — Ber. Tiefb. Ostalpen, 9.
- GRANSER, H., 1987 a: Nonlinear inversion of gravity data using the Schmidt-Lichtenstein approach. — Geophysics, 52, 88-93.
- GRANSER, H. 1987 b: 3-D inversion of gravity data from sedimentary basins using an exponential density-depth function. — Geophysical Prospecting, 35, 1030-1041.
- GRILL, R. und W. JANOSCHEK, 1980: Erdöl und Erdgas. In: Der geologische Aufbau Österreichs. 556-574, Springer Verlag, Wien-New York.
- GUTDEUTSCH, R. und W. SEIBERL, 1987: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. — Endbericht. Inst. f. Met. und Geoph., Univ. Wien, 32 pp.
- HILDENBRAND, T. G., 1983: A filtering program based on two-dimensional Fourieranalysis. — USGS Open File Report, 83-231.
- KRAIGER, G., 1982: Prädiktion von Freiluftanomalien mittels Kollokation. — Diplomarbeit, TU Graz.
- KRAIGER, G., 1983: Pers. Mitteilung.

- LÖFFLER, H., 1974: Der Neusiedlersee. — Molden Verlag, Wien.
- PARKER, R. L., 1972: The rapid calculation of potential anomalies. — *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 447-455.
- RANK, D., 1985: Kochbrunnen-Quellen im Neusiedlersee? — *Arsenal Aktuell*, 3,3.
- SENFEL, E., 1970: Geophysikalische Auswertung von Schweremessungen im Gebiet des Neusiedlersees und des Seewinkels. — *Gesammelte Vorträge der vierten Fachtagung für Vermessungswesen in Wien 1970*, 45-55.
- STEINHAUSER, P., und B. MEURERS, 1983: Gravimetrische Untersuchung der Untergrundstrukturen im Raum Zillingdorf-West. — *Geoph. Forsch. Ber.*, 9, Inst. Met. und Geoph., Univ. Wien.
- STRAUSS, U., 1983: Die Bearbeitung der aeromagnetischen Daten Nordösterreichs. — *Dissertation Univ. Wien*.
- SÜNKEL, H., 1980: A general surface representation module designed for geodesy. — *Report Nr. 291*, Dept. Geod. Science, The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- SÜNKEL, H. und R. MALITS, 1981: Höhenkorrelation, Kovarianzfunktion und Prädiktion von Schwereanomalien in lokal begrenzten Gebieten Österreichs. — *ÖZfV*, 1, 17-31.
- TOLLMANN, A., 1985: *Geologie von Österreich*, Band 2, Deuticke Wien.
- ZIRM, K., 1983: Registrierung von Grundwasserzuflüssen in den Neusiedlersee mit Hilfe der Fernerkundung. — *Gesundheitswesen und Umweltschutz Review*, 1, 54-64.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Dezember 1990