It is assumed that if the values are known of the gradient V_ν of the gravitation field following the normal at points $M_i(x_i y_i z_i)$ $i = 1, \ldots, N$, evenly distributed on a spheric surface σ, the solution of the inverse gravimetric problem will be obtained, in case that n such mass points Q_k with coordinates ξ_k, η_k, ζ_k and a mass m_k are found, that the difference $|V_\nu(M_i) - V_\nu(M_i)^{(n)}|^2$ be smaller than a preliminary given quantity;

$$V_\nu(M_i)^{(n)} = \sum_{k=1}^{n} \frac{m_k \cos \widehat{R_{ik} V_i}}{R_{ik}^2}$$

being the gradient following the normal on σ at a point M_i of the gravitation field of the points Q_k; $R_{ik} = \sqrt{(x_i - \xi_k)^2 + (y_i - \eta_k)^2 + \zeta_k^2}$, is the distance between the points x_i, y_i, z_i, and ξ_k, η_k, ζ_k; and $\widehat{R_{ik} V_i}$ is the angle between the normal on σ at a point M_i and the radius vector R_{ik}. This position of the points Q_k is determined through the minimum of the sum (by the method of „quickest descent")

$$U = \sum_{i=1}^{N} \left(V_\nu(M_i) - \sum_{k=1}^{n} \frac{m_k \cos \widehat{R_{ik} V_i}}{R_{ik}^2} \right)^2 .$$

The inverse magnetic problem is analogously put.

The following theorem is proved: if the functions U_1, U_2, representing the gravitation potentials of masses enclosed in (or being out of) the closed analytic surface S, are equal on a certain part ΔS of S, they will be equal to each other in the whole space out of (or in) S.

Consequantly gravimetric and magnetic data, precisely enough determined on a limited part ΔS of the earth's surface, could give us information about the gravitation field of the whole earth, or at least about the neighbouring areas.

The above given determination of the distribution of the masses of the earth can supply us with additional information about the earth's structure and form.

A hosszú periódusú felszíni szeizmikus hullámok vizsgálatának néhány eredménye a Szovjetunióban

I. I. POPOV

A Szovjetunió Tudományos Akadémiája Földfizikai Intézetében különböző módszerekkel vizsgálják a Föld felső köpenyének szerkezetét a *Szovjetunió* területén. E tanulmány a *Gamburcev* által a földkéreg szerkezetére javasolt mélyszondázó módszer eredményeivel, főként a felszíni hosszúperiódusú hullámokra vonatkozó vizsgálatokkal foglalkozik.

A módszer alapját a felszíni Rayleigh- és Love-hullámok csoportos és fázis sebességének diszperziója, valamint a közegek rugalmassági és geometriai paramétereinek összefüggései képezik.

Elméletileg meghatározzák a c hullámsebesség

$$c = f(TH\beta_1\beta_2\delta_2/\delta_1$$

függvénykapcsolatát a H rétegvastagsággal, a térhullámoknak a rétegben, illetőleg az alatta levő közegben való β., ill. β_2 terjedési sebességével, a megfelelő sűrűségek δ_2/δ_1 viszonyával és a létrejövő felszíni hullámok T periódusával.

Megfigyelve az 50 mpercig terjedő periódusú felszíni hullámok diszperzióját, kísérleti diszperziós görbéket kapunk, ezeket összehasonlítjuk az elméleti görbékkel. Ezáltal a réteges közeg szekezetére kapunk adatokat. Példákat közöltünk a *Krimben* végzett megfigyelésekről. A számításoknál felhasználtuk a földrengések epicentrumának, a megfigyelési helyeknek, ill. a szeizmikus hullámutaknak geometriai helyzetét.

Különös jelentőséggel bírnak a katasztrófális földrengésekből eredő hosszúperiódusú felszíni Rayleigh-hullámok diszperziói. Így az 1960. évi *chilei* és az 1964. évi *alaszkai* rengés hullámait 10 – 13-szor figyelték meg, vagyis a hullámok a földgömböt mindkét irányban többször megkerülték. A hullámok periódusa elérte az 500 sec-ot.

Az észlelések a felső köpenyre, vagyis kb. 500 km mélységig a következő ismereteket nyújtották:

1. Az elnyelési együttható:

$$\gamma = 0{,}0022 \text{ földrajzi fokonként}$$

2. A viszkozitás mértéke

$$\frac{1}{Q} = 8{,}10^{-3} \text{ cT/ földrajzi fok,}$$

$T = 250$ sec és $c = 5$ km/sec esetén.

3. Az 1964. évi alaszkai földrengés esetében a Rayleigh-hullámok csoportsebességének diszperziója alapján a mélység szerinti sűrűségeloszlásra a *Bullen*-féle A modell, a térhullámok sebességére a *Gutenberg*-féle törvényszerűség bizonyult legalkalmasabbnak.

В Институте физики Земли АН СССР структура верхней мантии Земли изучается различными методами по территории Советского Союза. В настоящей работе излагаются результаты метода глубинного зондирования, предложенного Гамбурцевым для исследования структуры земной коры, и в особенности исследования по поверхностным длиннопериодным волнам.

В основу метода лежит дисперсия групповых и фазовых скоростей волн Релэ и Лява, а также соотношения упругих и геометрических параметров сред.

Теоретически определяется функциональная связь

$$c = f(T, H, \beta_1, \beta_2, \delta_2/\delta_1)$$

между скоростью волн c и мощностью пласта H, скоростью распространения объемных волн в пласте и подстилающей толще β_1 и β_2, отношением соответствующих плотностей δ_2/δ_1 и периодом T возникающих поверхностных волн.

Наблюдая дисперсию поверхностных волн с периодом до 50 сек, получаем опытные кривые дисперсии, которые сопоставляются с теоретическими кривыми. В результате получаются данные о строении слоистой среды. Приводятся примеры наблюдений, проведенных в Крыму. При вычислениях использовалось геометрическое положение эпицентра землетрясений, пунктов наблюдения и траекторий сейсмических волн.

Особым значением обладают дисперсии длиннопериодных поверхностных волн Релэ, обусловленных катастрофическими землетрясениями. Так например волны от землетрясения в 1960 г. в Чиле и 1964 г. в Аляске наблюдались 10 – 13 раз, значит волны несколько раз обошли земной шар по обоим направлениям. Период волн достиг 500 сек.

В результате наблюдений были получены следующие сведения о верхней мантии до глубины ок. 500 км:

1. Коэффициент поглошения
$\delta = 0{,}0022$ по географическим градусам

2. Величина вязкости

$$\frac{1}{2} = 8{,}10^{-3} \text{ cT/географический градус при } T = 250 \text{ сек и } c = 5 \text{ км/сек.}$$

3. В случае землетрясения 1964 г в Аляске по дисперсии групповой скорости волн Релэ для распределения плотности с глубиной наиболее удобной оказалась модель А. Булена, а для скорости объемных волн – закономерность Гутенберга.

Im Geophysikalischen Institut der Akademie d.W. der UdSSR wird die Struktur des oberen Erdmantels mit verschiedenen Methoden untersucht. Dieser Aufsatz beschäftigt sich mit den Resultaten der für die Struktur der Erdkruste von *Gamburzew* vorgeschlagenen Methode.

Die Grundlage der Methode wird durch die Dispersion der Gruppen- und Phasengeschwindigkeiten der Rayleighschen und Loveschen Oberflächenwellen, sowie die Zusammenhänge der elastischen und geometrischen Parameter der Medien gebildet.

Es wird die funktionelle Bezichung

$$c = f(T, H, \beta_1, \beta_2, \delta_2/\delta_1)$$

der Wellengeschwindigkeit c zur Schichtenmächtigkeit H zu den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten β_1, β_2 der Raumwellen in der Schicht, bzw. im Medium unter ihr, zum Verhältnis δ_2/δ_1 der entsprechenden Dichten, sowie zur Periode T der entstandenen Oberflächenwellen theoretisch bestimmt.

Durch Beobachtung der Dispersion der Oberflächenwellen mit Perioden bis 50 sec erhaltet man Dispersionskurven, die mit den theoretischen Kurven verglichen werden. Dadurch ergeben sich Angaben für die Struktur des geschichteten Mediums. Es sind Beispiele über die in *Krim* ausgeführten Beobachtungen mitgeteilt. Für die Berechnungen wurden die geometrischen Lagen der Erdbebenepizentra, der Beobachtungorte, bzw. die seismischen Wellen besüzt.

Die Dispersionen der langperiodischen Rayleighschen Oberflächenwellen, die aus katastrophalen Beben herrühren, besitzen eine besondere Bedeutung. So wurden die Wellen der *chileischen* Beben in 1960 und die der *alaskaischen* Beben im 1964 zehn- bis dreizehnmal beobachtet, d.h., die Wellen haben den Erdball in beiden Richtungen mehrmals umgekehrt. Die Wellenperiode hat sogar 500 sec erreicht.

Die Beobachtungen haben für den oberen Mantel, d.h. bis eine Tiefe bis 500 km folgende Kenntnisse gegeben:

1. Der Absorptions-koeffizient ist γ = 0,022/geographischer Grad.

2. Dass Mass der Viskosität ist $1/Q = 8 \cdot 10^{-3}\ cT$/geogr. Grad, wenn T = 250 sec und c = 5 km/sec ist.

3. Im Fall des alaskaischen Bebens in 1964 hat sich für die auf Grund der Dispersion der Gruppengeschwindigkeit der Rayleigh-schen Wellen Dichteverteilung nach der Tiefe das *Bullensche Modell* A, für die Raumwellengeschwindigkeit die *Guteberg-sche Gesetzmässigkeit* als passendst erwiesen.

Diszlokációk és földrengési mechanizmus

L. CONSTANTINESCU

Kezdetben a diszlokációk a matematikai kutatásnak tisztára elméleti tárgyaként szerepeltek az infinitézimális rugalmasságtanban (Volterra 1907), de egyre inkább fizikai jelentőségre jutottak a kristályok tökéletlenségeinek magyarázatában (Prandtl 1928. Burges 1939), célul tűzve ki, hogy ezeket az eredményeket a szilárd testek szilárdságának tanulmányozásánál felhasználják, főként a metallurgia speciális problémáinál (Mott 1915, Nabarro 1952).

A geofizika számára diszlokációk elmélete és az idevágó kísérlet, valamint az észlelési adatok biztató kilátást nyújtottak a földrengések és a fészkekben lejátszódó összetett jelenségek fizikai alapon történő magyarázatára.

Minthogy földrengések legtöbbször egy vető mentén való lecsúszás által keletkeznek, fészek-mechanizmusokat nyíró elmozdulások kioldódásának lehet tekinteni (Housner 1953). A diszlokációk fizikai elméletét alkalmazva a földrengések kipattanásának speciális feltételeire (makrofenológia, véges deformáció stb.), a rengésmechanikai tanulmányok (Housner 1955, Wedenskaja 1956, Proste és Teis-Seyre 1959), továbbá a geofizikai összefüggésekben tanulmányozott törési jelenségek vezettek a diszlokációk geofizikai elméletéhez, valamint fontos szeizmológiai alkalmazásokhoz (Steketee 1958, Scheidegger 1958).

Tisztán geometriai „töréses megoldások" mellett a kidolgozott módszerek értékes információkat szolgáltathatnak a földrengési fészkek feszültségi mechanizmusára, energia felszabadulására, fészek méretekre stb. Példákat mutatunk be a diszlokációk geofizikai magyarázatára néhány kárpáti rengés fészkében lejátszódó jelenség megvilágításával.

Ранее дислокации представляли собой предмет чисто теоретических математических исследований в области теории бесконечно малой упругости (Волтерра, 1907). Впоследствии они приобрели все более существенное физическое значение для объяснения дефектов кристаллов (Прандтл, 1928, Бургерс, 1939). При этом предусматривалось использование получаемых результатов для изучения устойчивости твердых тел, в частности для решения специальных задач металлургии (Мотт, 1951; Набарро, 1952).