

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

А. И. ОЛЬ

§ 1. Строение Земли

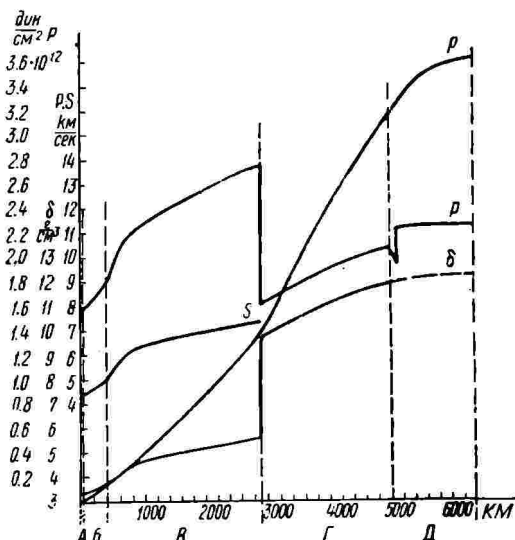
Главным источником сведений о строении Земли и физическом состоянии вещества в недоступных нам глубинах Земли служит сейсмология. По образному выражению замечательного русского учёного Б. Б. Голицына, основателя современной сейсмологии, «... можно уподобить всякое землетрясение фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит».

На записи сейсмографа, полученной во время достаточно сильного и удалённого землетрясения, можно выделить три главные группы сейсмических волн: предвестники — волны с относительно слабой интенсивностью и короткими периодами, главные волны — с большими амплитудами и периодами, и заключительные волны (кода), характеризующиеся особо, правильной формой. Среди предвестников можно найти две группы волн: появляющиеся обычно в начале (P) и в середине (S) предвестников. Волны P являются продольными колебаниями, т. е. волнами сжатия и разрежения, а волны S — поперечными колебаниями, для которых движение колеблющихся частиц происходит перпендикулярно к направлению их распространения. Скорость P -волн почти в 2 раза больше скорости S -волн.

Сопоставление путей, проходимых сейсмическими волнами при различных расстояниях от эпицентра землетрясения до сейсмографа, с временами пробега позволяет определить значения скоростей P - и S -волн для различных глубин Земли. Отсюда можно получить значения важнейших физических параметров, определяющих состояние вещества в глубинах Земли, — плотности, давления, жёсткости, модуля Юнга и т. д.

На фиг. 1 изображено изменение с глубиной скорости P - и S -волн, плотности (δ) и давления (p) [1].

Основной особенностью распределения этих величин внутри Земли является наличие нескольких разрывов, отделяющих области с несомненно различными физическими свойствами вещества. Всякая физическая теория



Фиг. 1. Скорости сейсмических волн (P и S), давление (p) и плотность (δ) внутри Земли.

строения Земли должна объяснить в первую очередь именно эти качественные, скачкообразные изменения свойств вещества, наступающие на определённых глубинах Земли.

Знание скорости распространения сейсмических волн позволяет найти величину отношения модуля всестороннего сжатия к плотности вещества ($\frac{k}{\delta}$). Сравнивая полученные этим способом для разных слоёв Земли величины $\frac{k}{\delta}$ с определёнными опытным пу-

тём величинами $\frac{k}{\delta}$ для различных горных пород, можно найти состав слоёв твёрдой оболочки Земли. Известный советский сейсмолог, проф. В. Ф. Бончковский, на основании значений скоростей продольных и поперечных сейсмических волн, определил состав земной коры и верхней мантии.

ческих волн, определённых Е. А. Розовой и А. Я. Левицкой, пришёл к следующим выводам [1].

Первый, самый верхний слой земной коры состоит из гранитов, т. е. сравнительно кислых горных пород. По мере углубления в земную кору содержание кремнекислоты в горных породах убывает. Второй слой состоит из тяжёлых основных пород — базальтов. Вместе эти два слоя образуют земную кору. Подкорковый слой состоит по всей вероятности из ультраосновных горных пород перидотитового типа (ультра-базальты, дуниты и другие породы, содержащие оливин).

Итак, по современным данным в земных недрах можно выделить следующие слои:

А (0—33 км) — земная кора. Этот слой отделяется от следующего слоя Б так называемым разрывом Мохоровичича.

Б (33—413 км) — подкорковый слой, состоящий из ультраосновных пород.

В (413—2898 км) — твёрдая оболочка или «мантия» Земли (часто в это понятие включают и подкорковый слой Б), состоящая по всей вероятности из оливина, физические свойства которого несколько изменились под действием громадного давления, достигающего у основания слоя В полутора миллионов атмосфер.

Г (2898—6371 км) — ядро Земли. Главная особенность ядра состоит в том, что через него не проходят поперечные S-волны. Это указывает на жидкое состояние ядра, так как в жидкостях не могут возникать поперечные упругие волны. Вместе с тем, в ядре резко повышается плотность вещества. Обычно считают, что увеличение плотности в ядре связано с другим химическим составом вещества ядра (железо, никкель). Возможно, однако, что химический состав ядра не отличается от состава мантии Земли (оливин), а резкое изменение физических свойств вещества ядра возникает в результате перехода вещества под действием огромного давления в так называемую «металлическую фазу» [10]. При этом внешняя электронная оболочка атома разрушается, вследствие чего объём атома уменьшается, т. е. увеличивается плотность вещества. Кроме того, воз-

никает большое число свободных электронов, что характерно для металлов.

Отметим, что ничтожно малая жёсткость ядра Земли подтверждается и некоторыми астрономическими соображениями, касающимися перемещения полюсов Земли и приливных движений.

С несколько меньшей уверенностью можно выделить ещё область Д (5000—6371 км) — внутреннее ядро Земли, также отделённое от окружающего его вещества поверхностью разрыва. Сейсмология даёт некоторые основания для того, чтобы считать внутреннее ядро Земли твёрдым.

§ 2. Строение земной коры и его связь с геомагнитным полем

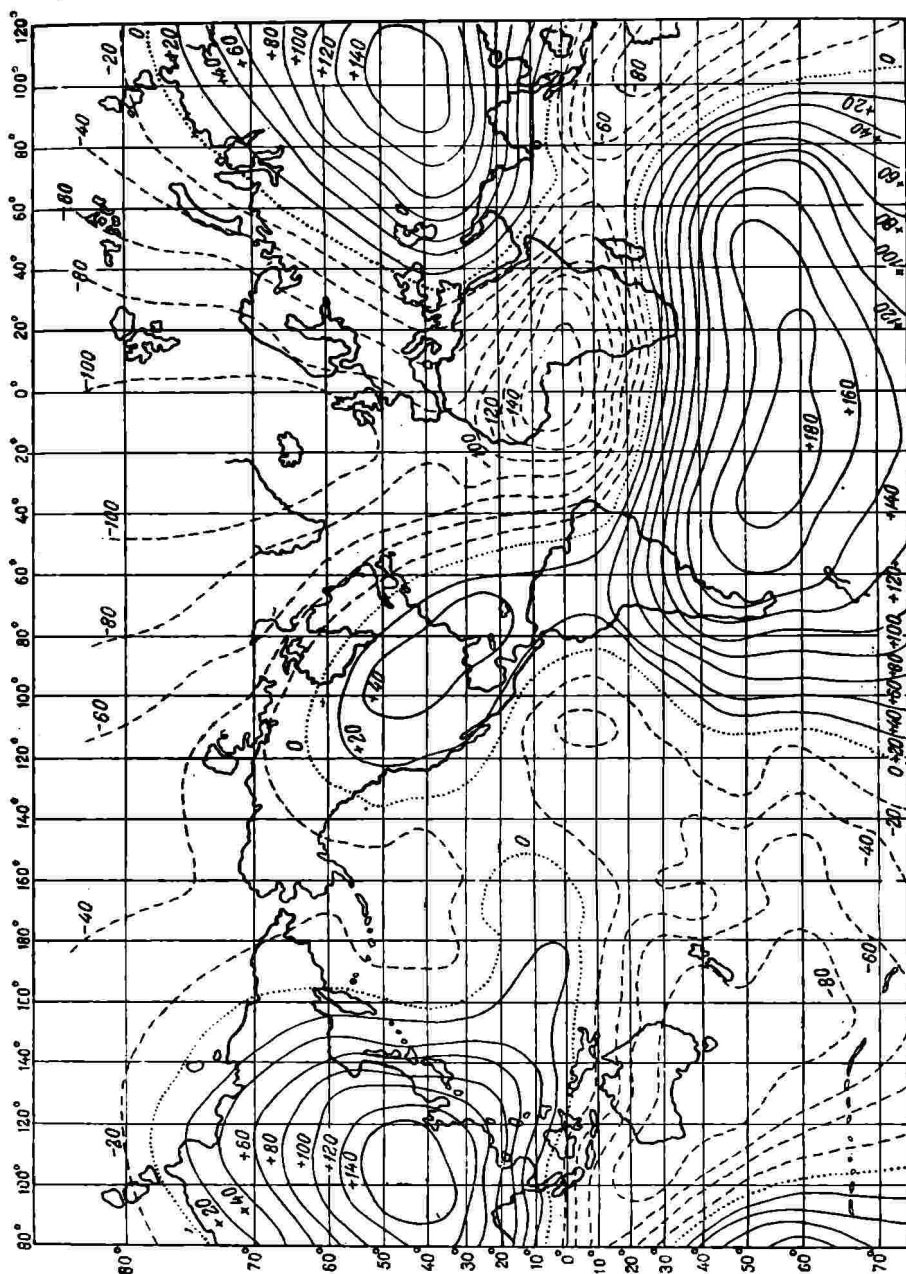
Строение земной коры выяснено в настоящее время главным образом благодаря работам советских исследователей, разработавших ряд методов для определения толщины различных слоёв земной коры. Выше мы указывали, что среднее значение толщины земной коры составляет около 33 км. Однако толщина различных участков земной коры может сильно отличаться от этого среднего значения. Например исследования Е. А. Розовой [4] показали, что в Средней Азии толщина гранитного слоя равна 35 ± 5 км и базальтового слоя 15 ± 5 км, т. е. толщина земной коры в целом составляет там около 50 км.

По А. А. Трескову [6], предложившему интересный метод определения толщины земной коры по наблюдениям над глубокофокусными землетрясениями, земная кора в Европе имеет толщину около 30 км, а в районе Филиппинских островов — около 60 км. Ряд определений толщины земной коры (Н) произвёл В. Ф. Бончковский [1]. Приводим его результаты в следующей таблице:

Район	Н (км)
Западная Европа	26
Восточная Европа	30
Кавказ	49
Тянь-шань	77
Северное побережье Евразии	43
Северная Америка	30
Атлантический океан	16
Северная часть Тихого океана	8
Центральная часть Тихого океана	18
Северный ледовитый океан	18

На основании этих данных В. Ф. Бончковский заключил, что толщина земной коры увеличивается под горными системами и уменьшается под океаническими впадинами.

был разработан и применён советскими учёными. Наблюдения Е. А. Коридалина [2] во время взрыва в Коркисе (Урал) показали, что толщина земной коры равна 30 км. В результате наблю-



Фиг. 2. Изолинии вертикальной составляющей остаточного геомагнитного поля для эпохи 1945,0. Цифры указаны в десятках гамм (1 гамма = 10^{-5} эрстеда). Положительные изолинии проведены сплошными линиями, отрицательные — прерывистыми, нулевая изолиния обозначена точками.

Толщину земной коры можно определять не только при помощи сейсмограмм землетрясений, но и с помощью записей колебаний почвы при сильных искусственных взрывах. Этот метод

дений во время взрыва под Тулой (1941 г.) [5] также удалось найти толщину земной коры (около 20 км). Измерения во время взрывов очень ценны, так как запись можно произво-

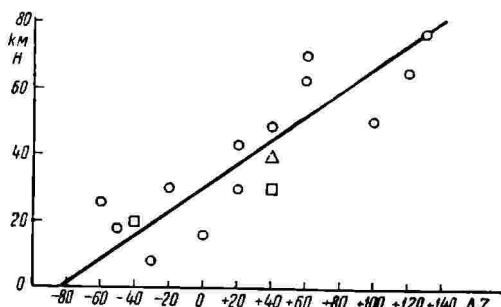
дить при большой скорости движения ленты сейсмографа. При обработке записей можно выявить в земной коре уже не два слоя, как обычно, а 4—5 слоёв с различной скоростью распространения упругих волн, т. е. с различными физическими свойствами.

Недавно этот метод был применён к изучению строения земной коры вблизи Вашингтона [7]. Толщина гранитного слоя оказалась равной 10 км, затем идёт первый базальтовый слой до глубины 24 км и второй базальтовый слой до глубины 42 км, где расположен разрыв Мохоровичича.

Нами исследован вопрос о связи между строением земной коры и магнитным полем Земли. Было вычислено так называемое остаточное геомагнитное поле, представляющее собой разность поля наблюдаемого на земной поверхности и поля однородного намагничивания (ось которого отклонена на 11° от оси вращения Земли). Определения остаточного поля производились и раньше, но на основе недостаточно полных данных. Наши вычисления были произведены на основании последней сводки результатов наблюдений магнитного поля Земли, приведённых к эпохе 1945 г. [11]. Сопоставление карты изолиний вертикальной составляющей остаточного геомагнитного поля (фиг. 2) с вышеприведёнными значениями толщины земной коры показало, что с положительными центрами остаточного поля связаны утолщения земной коры. Напротив, области малой толщины земной коры связаны с отрицательными значениями остаточного поля.

Этот вывод иллюстрируется фиг. 3, изображающей корреляционную диаграмму, по одной оси которой отложены значения ΔZ , т. е. вертикальной составляющей остаточного поля (в десятках гамм), а по другой — значения толщины земной коры в километрах. Кружками отмечены данные, взятые из таблицы и карты, приведённых в статье В. Ф. Бончковского (три значения в таблице не могли быть нами использованы из-за недостаточно точного указания местности, к которой они относятся). Квадратиками обозначены данные, полученные с помощью взрывов в Коркино и в Туле, и треугольником —

результат вашингтонского взрыва. Значения ΔZ даны в среднем для тех областей, где определялась толщина земной коры. Как видно из фиг. 3, между значениями H и ΔZ существует довольно тесная положительная корреляция.



Фиг. 3. Связь между толщиной земной коры (H) и вертикальной составляющей остаточного геомагнитного поля (ΔZ). Значения ΔZ даны в десятках гамм.

Полученный нами вывод, если он действительно верен, может иметь значение при установлении причин, вызывающих появление остаточного геомагнитного поля, остающихся до настоящего времени загадочными.

Следует заметить, что толщина земной коры известна пока только для немногих участков Земли. Поэтому к найденной нами зависимости величины остаточного геомагнитного поля от толщины земной коры следует относиться с большой осторожностью. Только в том случае, если эта зависимость подтвердится на более обширном материале, включающем два крупных центра остаточного поля на нулевом меридиане, её можно будет считать окончательно установленной. Необходимо, следовательно, дальнейшие исследования этого интересного вопроса.

§ 3. Электропроводность вещества земных глубин

Большой интерес представляет также вопрос об электрических свойствах вещества земных недр. Некоторые сведения об этом доставляет наука о земном магнетизме. Магнитное поле Земли можно разделить на две части: постоянную и переменную (во вре-

мени). Главную роль в переменном геомагнитном поле играют суточные вариации и геомагнитные возмущения. Магнитное поле суточных вариаций является следствием системы токов, текущих в верхних слоях атмосферы Земли. Возникновение этой системы токов связано с приливным и тепловым воздействием Солнца на земную атмосферу (и в меньшей степени с приливным действием Луны). Перемещения проводящих масс в верхних слоях атмосферы, происходящие в постоянном магнитном поле Земли, индуцируют систему токов, магнитные поля которых и образуют переменную слабую геомагнитного поля.

С помощью сферического гармонического анализа наблюдаемое в действительности поле суточных геомагнитных вариаций можно разложить на две части — внешнюю и внутреннюю (это означает, что источники магнитного поля лежат в первом случае вне Земли, а во втором внутри Земли). Внешняя часть — это магнитное поле вышеуказанной системы токов, а внутренняя часть (она в 2—3 раза слабее внешней части) является результатом индукции в проводящем веществе Земли от внешней системы токов. Можно теоретически рассчитать интенсивность внутренней части поля суточных вариаций, если известно распределение электропроводности внутри Земли. Наоборот, исходя из наблюдаемого соотношения между интенсивностями и фазами обоих компонентов поля вариаций, можно найти значения проводимости на разных глубинах Земли.

Здесь весьма существенна зависимость между периодом вариаций геомагнитного поля и глубиной, на которой возникает индуцированное магнитное поле: чем длиннее период вариаций, тем больше эта глубина.

Период солнечно-суточных и лунно-суточных вариаций недостаточно велик (24 часа и 12 часов) для того, чтобы можно было найти проводимость самых глубоких слоёв Земли. Для этой цели могут служить геомагнитные возмущения, в которых формально может быть выделена так называемая storm-тайм вариация, длящаяся в среднем около трёх дней. Здесь, однако, возникает новая трудность в связи с тем,

что storm-тайм вариация не представляет собой периодического процесса.

Всё же с помощью этого метода удалось найти проводимость вещества Земли вплоть до глубин порядка 900 км. Была установлена важная закономерность: проводимость возрастает с глубиной, особенно на глубинах свыше 400 км, и достигает около $0.01 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$ на глубине 600—900 км [8]. Это значение пока ещё весьма неточно.

Укажем для сравнения, что проводимость морской воды равна $0.04—0.06$, влажной почвы $10^{-4}—10^{-5}$, сухой почвы $10^{-6}—10^{-7}$ (все значения в единицах $\text{ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$).

Причина такого значительного повышения электропроводности с глубиной скорее всего заключается в возрастании температуры. Произведённые недавно опыты подтверждают это предположение [9].

Измерялась проводимость шести горных пород (гранит, габбро, базальт, гнейс, перидотит, эглогит) при температурах до 1000°C . Было найдено, что проводимость их при высоких температурах значительно увеличивалась. Исследованные горные породы можно отнести к полупроводникам, проводимость которых экспоненциально зависит от температуры:

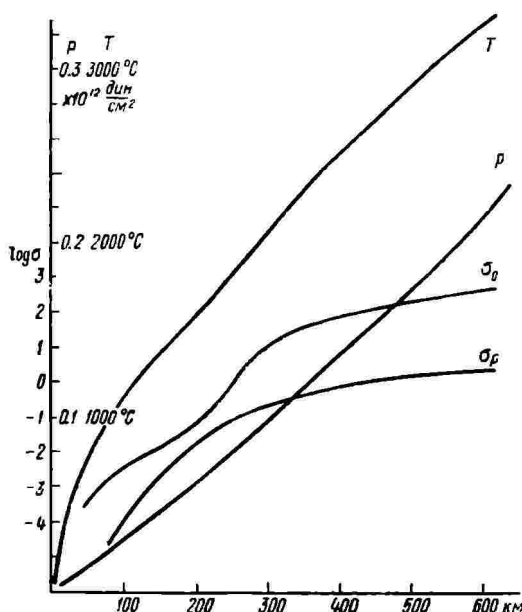
$$\sigma = A_1 e^{-\frac{\varepsilon_1}{kT}} + A_2 e^{-\frac{\varepsilon_2}{kT}} \quad (1)$$

Здесь σ — проводимость, k — постоянная Больцманна, T — абсолютная температура; постоянная A_1 колеблется от 0.00045 до $0.1 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$, ε_1 — от 0.57 до 0.96 электрон-вольт, тогда как постоянные A_2 и ε_2 приблизительно одинаковы для всех исследованных горных пород ($A_2 = 10^5 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$, $\varepsilon_2 = 2.0—2.5$ электрон-вольт). Специальные опыты показали, что проводимость при более низких температурах [выражающаяся первым членом формулы (1)] имеет электронный характер, а проводимость при более высоких температурах [описываемая вторым членом формулы (1)] имеет ионную природу.

Полученные результаты были использованы для нахождения изменения проводимости Земли с глубиной [9]. При этом оказалось необходимым учитывать известную из электронной тео-

рии зависимость проводимости от давления. На фиг. 4 показаны кривые изменения с глубиной давления (p), температуры (T) и электропроводности при нулевом давлении (σ_0) и при давлении, существующем на данной глубине (σ_p).

Хотя численные значения проводимости на глубинах около 600 км и не



Фиг. 4. Температура (T), давление (p), электропроводность при нулевом давлении (σ_0) и при давлении на данной глубине (σ_p) в подкорковом слое Земли

согласуются со значениями, полученными при изучении внутренней части поля геомагнитных вариаций, всё же общее увеличение проводимости с глубиной, требуемое теорией, подтверждается результатами описанных экспериментов. Следует отметить, что точность измерений сопротивления образцов горных пород, производившихся иногда с помощью моста на постоянном токе, а иногда (в случае очень больших сопротивлений) просто с помощью вольтметра и гальванометра, ещё недостаточно высока. К тому же и значения проводимости данного образца горной породы весьма неустойчивы, изменяясь в довольно широких пределах при нагревании и охлаждении до первоначальной температуры. Поэтому результаты вышеизложенных

экспериментов следует рассматривать как самые предварительные, дающие лишь общее представление о характере зависимости электропроводности горных пород от температуры. В ещё большей степени это относится к изменению проводимости Земли с глубиной.

Увеличение электропроводности вещества земной коры с глубиной было обнаружено также при помощи непосредственного опыта. Профессор Ленинградского университета А. П. Краев разработал особый метод сверхглубокого электроразведывания земной коры [3]. Принцип этого метода таков: устанавливается заземлённый электрод, питаемый постоянным током силы J . Вокруг электрода возбуждается электрическое поле напряжённости E . Это поле измеряется с помощью приёмного диполя, находящегося на расстоянии l от электрода. Электрическое сопротивление вещества исследуемого участка земной коры находится по закону Ома

$$\rho = \frac{E}{j},$$

где j — плотность тока.

Увеличивая l (так называемый «разнос электродов»), можно захватывать всё более и более глубокие слои земной коры. Несмотря на значительные технические трудности, возникающие при необходимом разнесе электродов на десятки километров, подобный опыт был недавно осуществлён — впервые в истории геофизики!

Результаты наблюдений (производившихся при участии д-ра геол. наук А. С. Семёнова) показали, что при увеличении разноса электродов от 1 км до 30 км эффективное сопротивление возрастало. Это, повидимому, обусловлено высоким сопротивлением пород верхней толщи докембрия. При самых больших разносах (50—75 км) эффективное сопротивление резко падало. Как указывает А. П. Краев, это связано с тем, что на глубине нескольких десятков километров появляется или новая горная порода с меньшим сопротивлением, или сопротивление той же самой породы уменьшается благодаря повышению температуры. Нам кажется, что в свете вышеуказанного эксперимен-

тально найденного увеличения проводимости горных пород при возрастании температуры, вторая возможность наиболее вероятна.

Отметим, что метод сверхглубокого электротондирования имеет громадное принципиальное значение для изучения физических свойств вещества земных глубин. При разносе электродов на несколько сот километров вполне возможно исследование ещё более глубоких слоёв Земли, до сих пор бывших доступными только для сейсмических исследований, дающих сведения лишь о механических свойствах вещества. Применение метода глубинного электротондирования даёт возможность, кроме того, выяснить распределение температуры внутри Земли.

Это крупнейшее достижение советских геофизиков лишний раз свидетельствует о небывалом подъёме, ко-

торый испытывает сейчас наука нашей социалистической Родины.

Литература

- [1] В. Ф. Бончковский. Вестн. Моск. унив., № 11, 115, 1948. — [2] Е. А. Коридалин. Изучение строения земной коры сейсмическими методами, изд. АН СССР, 1939. — [3] А. П. Краев, В. Р. Зацепин и Н. Б. Яновская. Вестн. Ленингр. унив., № 8, 3, 1948. — [4] Е. А. Розова. Тр. Сейсмол. инст., № 72, 1936; № 94, 1939; № 123, 1947. — [5] Я. Ф. Саваренский и Д. П. Киринос. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, Гостехиздат, 1949. — [6] А. А. Тресков. Докл. АН СССР, 58, № 9, 1953, 1947. — [7] Carnegie Inst. Washington, Year Book, № 47, p. 64, 1947—1948. — [8] G. Chapman and J. Bartels. Geomagnetism, 2, 710, 1940. — [9] H. P. Coster. Monthly Not. R. Astr. Soc., Geoph. Suppl., 5, № 6, 193, 1948. — [10] W. H. Ramesey. Monthly Not. R. Astr. Soc., 108, № 5, 406, 1948. — [11] E. H. Vestine. Carnegie Inst. Washington, Publ., № 578, 1947.