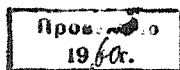


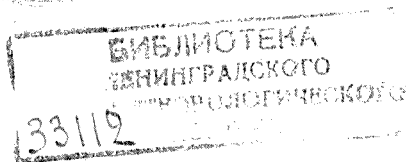
С. ЧЕПМЭН



ЗЕМНОЙ МАГНЕТИЗМ

Перевод Т. Н. РОЗЕ

Под редакцией проф. Н. В. РОЗЕ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

Ленинград 1937 Москва

THE EARTH'S MAGNETISM

BY

S. CHAPMAN

33112

СОДЕРЖАНИЕ

Глава I. ОСНОВНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ И ЕГО ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ

Магнитные элементы (7). Магнитные карты (8). Единицы и значения напряженности поля (12). Абсолютные магнитные измерения и инструменты (13). Магнитные обсерватории, вариометры и магнитографы (15). Магнитные съемки (16). Вековые магнитные вариации (17). Земля как большой магнит (21). Поле однородно намагниченной сферы (23). Численные данные для земного поля (27). Иррегулярная часть земного поля (29). Беспотенциальное поле, линейные магнитные интегралы (30). Внешняя часть земного поля (31). Убывание земного поля вверх (33). Техническое значение земного магнитного поля (34). Вращение земного поля (35). Причина земного магнетизма и его вековых вариаций (36).

Глава II. БЫСТРОТЕЧНЫЕ МАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ

Цикл солнечных пятен; число солнечных пятен (39). Спокойные и бурные дни; характеристики (39). Три главных магнитных вариации: S , D и L (41). Данные обсерваторий (42). Годовые вариации магнитных элементов (45). Вариации S_q , S_d и S_D (45). Вариации D , S_D , D_m , D_{st} и D (46). Зависимость S_q и S_D от местного времени (47). Географическое распределение полей S_q и S_D (48). Поле D (51). Поле L (52).

Глава III. СОЛНЕЧНО-СУТОЧНАЯ МАГНИТНАЯ ВАРИАЦИЯ ПО СПОКОЙНЫМ ДНЯМ

Кривые суточных вариаций S_q (53). Векторные диаграммы для S_q (57). Контраст между дневными и ночными изменениями в S_q (59). Годовое изменение вариации S_q (59). S_q и цикл солнечных пятен (60). Изменчивость S_q изо дня в день (61). Математическое представление вариации S_q (62). Внешняя и внут-

реиния части поля S_q (64). Электромагнитная индукция внутри земли (65). Магнитная проницаемость внутри земли (69). Внешняя часть S_q^e поля S_q (69). Атмосферная система S_q^e электрических токов (70). Возможные причины системы S_q^e электрических токов (72). Диамагнитная теория поля S_q^e (74). Изменение ионизации из года в год (75). Влияние солнечного затмения на S_q и на ионизированные слои (75).

Глава IV. ЛУННО-СУТОЧНАЯ МАГНИТНАЯ ВАРИАЦИЯ

Вычисление (77). Месячное среднее значение L имеет полусуточный ход (78). L при отдельных лунных фазах (78). Векторная диаграмма L при отдельных лунных фазах (80). Годовое изменение вариации L (81). Отношение L к циклу солнечных пятен (81). Изменения L изо дня в день по спокойным дням (83). Изменение L вместе с магнитной активностью (83). Математическое представление L (84). Диаграмма токов для L (86). Происхождение поля L (87).

Глава V. МОРФОЛОГИЯ ПОЛЯ МАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ D

Магнитные возмущения и бури (89). Сторм-тайм вариации (90). Возмущенная суточная вариация S_D (94). Отношение формы к интенсивности поля D (99). Изменение в среднем суточном поле возмущений D_m (101). Соотношение между формой и интенсивностью поля S_D (103). Возмущения в высоких широтах (104). Вариации S_D в высоких широтах (110). Неправильные флуктуации D_i поля D (114). Системы электрических токов, связанных с полем D (116).

Глава VI. СВЯЗЬ СОЛНЕЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ С МАГНИТНЫМИ ВОЗМУЩЕНИЯМИ

Соотношение между магнитной активностью и циклом солнечных пятен (118). Годовая вариация активности (122). Период вращения солнца (122). Суточное число солнечных пятен и суточная магнитная активность (124). Тенденция 27-дневной повторяемости в магнитной активности (125). Диаграммы повторяемости Кри (128). Отдельные солнечные пятна и магнитные бури (129). Время пробега от солнца (130). Отклоняющее действие земного магнитного поля (132).

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

За последние два десятилетия учение о земном магнетизме обогатилось установлением новых фактов и связей, доставленных преимущественно наблюдениями станций в высоких широтах. Небольшая книга проф. С. Чепмэна, дающая сжатое, но связное и популярное изложение явлений земного магнетизма, представляет большой интерес как для специалиста-геофизика, так и для широкого круга советских читателей, интересующихся вопросами геофизики. Выход русского перевода книги нужно признать также вполне своевременным и в свете задач, выдвигаемых перед советской геофизикой освоением Арктики.

Ленинград 28 ноября 1937 г.

Н. Розе

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Эта монография содержит краткий, но довольно разносторонний обзор наших современных знаний о земном магнитном поле и об его изменениях. Математическая разработка предмета только намечена, и рамки книги позволили лишь затронуть мимоходом такие родственные темы, как полярное сияние, земные токи, солнечные явления и исследования по радиоволнам. По этой же причине почти совсем исключены исторические детали, спорные теоретические дискуссии и упоминание авторов, которыми были даны индивидуальные результаты. Я надеюсь вскоре в сотрудничестве с профессором И. Бартельсом опубликовать более обширное и детальное изложение предмета.

С. Чепмэн

Главнейшие обозначения

I	магнитное наклонение (стр. 7).
D	" склонение (стр. 8), использовано также для обозначения магнитного возмущения (стр. 8).
F	" полное напряжение (стр. 7).
H	" горизонтальная сила (стр. 7).
Z	" вертикальная сила, положительная книзу (стр. 8).
V	" вертикальная сила всегда положительная (стр. 8).
X	" северная сила (стр. 8).
Y	магнитная восточная сила (стр. 8).
Γ	гаусс (единица магнитной силы) (стр. 13).
γ	гамма, $10^{-5} \Gamma$ (меньшая единица магнитной силы) (стр. 13).
M	магнитный момент (стр. 14, см. также стр. 23).
a	радиус сферы (стр. 23).
J	интенсивность намагничивания (стр. 23).
Ω	магнитный потенциал (стр. 24).
H_0, Z_0	магнитная горизонтальная и вертикальная сила на экваторе однородно намагниченной сферы (стр. 25).
φ	широта (стр. 27).
λ	восточная долгота (стр. 27).
S	солнечно-суточная магнитная вариация для всех дней (стр. 41).
L	лунно-суточная магнитная вариация для всех дней (стр. 41).
S_q, S_d	солнечно-суточная вариация для спокойных и возмущенных дней (стр. 45)
S_D	возмущенная суточная вариация ($S - S_q$ или $S_d - S_q$) (стр. 45).
$D_{\text{ст}}$	среднее суточное значение возмущения (стр. 47).
$D_{\text{ст}}$	часть полного возмущения, зависящая от времени бурь („с torm-тайм“) (стр. 51).
D_i	неправильная часть возмущения (стр. 51).
a_n, b_n	коэффициенты Фурье суточных магнитных вариаций: $n = 1, 2, 3, 4, \dots$ (стр. 62).
S_q^i, S_q^e	внутренняя и внешняя части поля S_q (стр. 66).
κ	электропроводность земли (стр. 67).
μ	магнитная проницаемость земли (стр. 69).
L^i, L^e	внутренняя и внешняя части поля L (стр. 86).

ГЛАВА I

ОСНОВНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ И ЕГО ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ

Магнитные элементы

В пространстве непосредственно доступном человеку и его инструментам, на поверхности земли и близ нее существует естественное магнитное поле. Проще всего оно обнаруживается направляющим действием на намагниченную стрелку. Обычная стрелка компаса подвешена так, что она колеблется в горизонтальной плоскости; свободно же вращающаяся (вокруг точки) и вполне уравновешенная намагниченная стрелка вообще не будет горизонтальной. Такая стрелка названа стрелкой накло-нения; ее „указывающий на север“ конец наклоняется под горизонтом на угол I , называемый магнитным на-клонением (I считается отрицательным, если этот конец выше горизонта, как это наблюдается повсюду в южном полушарии). Отклонение компасной стрелки (т. е. ее указывающего на север конца) от географического севера называется магнитным склонением; оно может быть западным или восточным и всегда считается положитель-ным к востоку.

Величину магнитной силы ¹ в какой-либо точке будем обозначать через F . Ее горизонтальная и вертикальная (направленная вниз) компоненты обозначаются через H

¹ Приложенной к единице северной магнитной массы, т. е. напряженности поля ($P_{ед.}$).

и Z ; H всегда считается положительной, но Z считается отрицательной, если она направлена вверх. Когда вертикальная компонента рассматривается без учета ее знака, то она обозначается через V (считаемое всегда положительным). Северная и восточная компоненты H обозначаются соответственно через X и Y . Все величины X , Y , Z , H , F , D , I называются магнитными элементами; между ними существуют следующие соотношения:

$$\begin{aligned} F^2 &= H^2 + Z^2 = H^2 + V^2 & Z &= F \sin I \\ H &= F \cos I & Y &= H \sin D \\ X &= H \cos D & \operatorname{tg} I &= \frac{Z}{H} \\ H^2 &= X^2 + Y^2 & \operatorname{tg} D &= \frac{Y}{X} \end{aligned}$$

Три элемента необходимы для определения поля в данной точке. Таковыми обычно выбирают H , I , D ; H , V , D или X , Y , Z .

Магнитные карты

Распределение магнитного поля на земной поверхности может быть представлено картами, на которых нанесены линии, называемые изомагнитными линиями. Они таковы, что каждая из них проходит через все точки, в которых данный магнитный элемент имеет определенное указанное значение. Таким образом получается сеть таких линий, образующих изомагнитную карту для каждого элемента. Для изомагнитных линий определенных элементов даны специальные названия. Изолинии для склонения называются изогонами, для наклонения — изоклинами, для полного напряжения (F) — изодинамами. Изомагнитные линии для H , V , X , Y называются просто линиями равной горизонтальной, вертикальной, северной и восточной силы (изодинамы H , V , X , Y). Изомагнитные карты могут быть, конечно, начерчены на любой картографической проекции.

Другой характер имеет магнитная карта, содержащая линии горизонтальной магнитной силы, начерченные так, что их направление в каждой точке есть направление горизонтальной силы в данной точке.¹

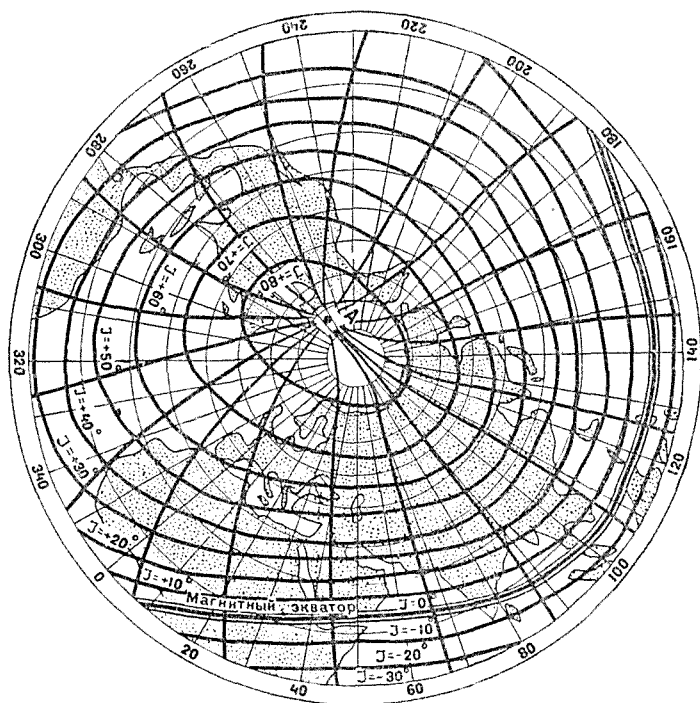


Рис. 1. Карта магнитных меридианов для эпохи 1830 г.

Рис. 1, для эпохи 1830 г., представляет такую карту для северного полушария, где показаны также линии равного наклонения. Эта карта дает хорошее наглядное

¹ Эти линии принято называть линиями магнитных меридианов (Ред.).

представление о направлении горизонтальной части поля, которая управляет компасом; но она не так полезна для мореплавания, как карта изогон (рис. 2), так как последняя дает возможность гораздо легче узнать направление компаса в какой-либо точке при помощи интерполяции с достаточной точностью. Изогоны сами по себе, однако, не дают непосредственного представления об общем распределении направления стрелки компаса так, как его дает рис. 1. Карты изогон отличаются искусственным усложнением близ географических полюсов, потому что в соседстве с каждым полюсом направление H является почти постоянным, в то время как северное направление меняется на четыре прямых угла, при обходе вокруг полюса по любой окружности. Следовательно все значения склонения встречаются около географических полюсов, и все изогон проходят через полюсы. Все изогон проходят также через определенные точки, называемые магнитными полюсами (или полюсами наклонения), где H исчезает, а $I = \pm 90^\circ$, потому что вблизи таких точек северное направление почти постоянно, в то время как направление H меняется на четыре прямых угла, если мы обходим вокруг магнитного полюса по любой окружности. Линии горизонтальной силы на рис. 1 также все сходятся к таким точкам, но не к географическим полюсам.

Имеются два главных полюса наклонения, приблизительное положение которых в 1922 г. было $\varphi = 71^\circ \text{ N}$, $\lambda = 96^\circ \text{ W}$ и $\varphi = 73^\circ \text{ S}$, $\lambda = 156^\circ \text{ O}^1$. Первый назван северным и последний южным магнитным полюсом: на обоих $H = 0$ (по определению), в то время как Z и I положительны на северном и отрицательны на южном полюсе. Имеются также другие полюсы второстепенного значения в местах значительной неправильности магнитного поля, где магнитные руды, расположенные недалеко от поверхности, так сильно искажают общее поле на небольших участках, что уменьшают H до нуля на одной или нескольких точках. Однако вообще упоминание о полюсах наклонений в этой книге будет относиться

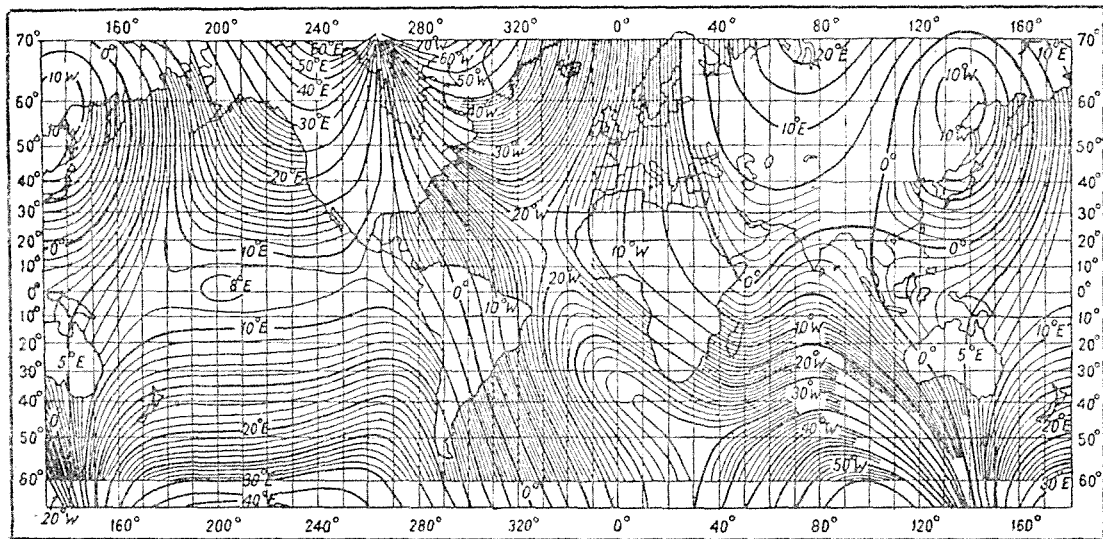


Рис. 2. Карта изогон для эпохи 1922 г.

только к двум главным полюсам. Изомагнитные линии F , H , V и I являются в общем простыми кривыми, приблизительно параллельными одна другой и окружающими каждый из двух полюсов наклонения; рис. 3 показывает изомагнитные линии для элемента H для 1922 г. Вследствие незначительных отклонений поля от правильного распределения, четыре упомянутых сетки кривых не вполне идентичны по форме. Кривая $V=0$ является, однако,

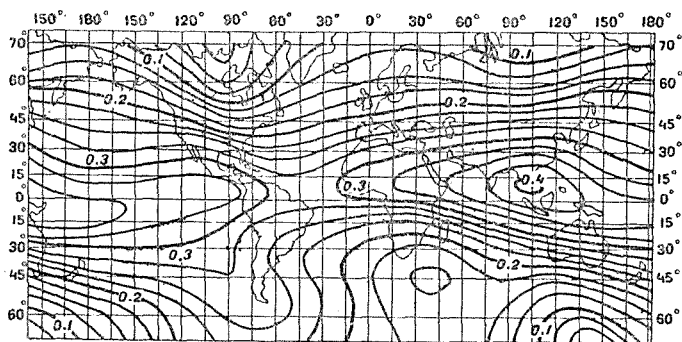


Рис. 3. Изодинамы H для эпохи 1922 г.

идентичной с кривой $I=0$; эта кривая, на всех точках которой вполне уравновешенная магнитная стрелка устанавливается горизонтально, названа магнитным экватором. К северу от этой кривой Z и I положительны, т. е. стрелка наклонения смотрит вниз своим северным концом, в то время как к югу стрелка наклонения смотрит вверх.

Единицы и значения напряженности поля

Единица напряженности, используемая для числового выражения F , H , V , X , Y , есть электромагнитная единица CGS, называемая „гауссом“ (обозначается символом Г). Единица, в 100 000 раз меньшая, названная гаммой (γ),

используется также часто в работах по земному магнетизму; $\Gamma = 10^5 \gamma$.

Значение вертикальной силы V меняется от нуля на магнитном экваторе до $0,6 \Gamma$ (приблизительно) на магнитных полюсах; H меняется от нуля на полюсах до $0,3 \Gamma$ (приблизительно) на магнитном экваторе, — хотя H не вполне постоянна вдоль этой линии. Таким образом F меняется от $0,3 \Gamma$ на магнитном экваторе до $0,6 \Gamma$ на магнитных полюсах. В немногих возмущенных областях F падает ниже $0,3 \Gamma$ или поднимается выше $0,6 \Gamma$, достигая значений 3Γ и больше на отдельных точках; такие локальные возмущения искажают изомагнитные линии в своем соседстве, но карты мелкого масштаба, представленные на рис. 2, 3, не показывают этих локальных неправильностей.

Абсолютные магнитные измерения и инструменты

Измерить направление магнитного поля, т. е. определить D и I , в принципе является очень простым делом. На практике, однако, не так легко достигнуть желаемой точности (до $0,1$ минуты дуги), особенно для I .

Обычно D определяется посредством стрелки компаса с помощью отметки меридиана. До недавних пор I получали с помощью стрелки наклона, но теперь вместо этого часто используется электрический прибор, называемый индуктором наклона. В этом приборе имеется катушка, вращающаяся вокруг оси, направление которой может быть изменено и измерено; положение оси вращения катушки изменяют до тех пор, пока гальванометр не покажет отсутствие индуцированного тока во вращающейся катушке. Ось вращения тогда направлена вдоль силовых линий поля так, что ее наклон есть I . Еще третьим методом определения I является измерение H и Z в отдельности и использование соотношения:

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H}.$$

Когда D и I известны, то все три элемента могут быть найдены, если H также измерено, для чего в обычной практике следуют методу, данному Гауссом. Прибор для измерения H называется магнитометром. Свободно подвешенный горизонтальный магнит в форме стержня с магнитным моментом M и моментом инерции mk^2 качается вокруг вертикальной оси, проходящей через его центр с периодом $T = 2\pi \sqrt{\frac{mk^2}{MH}}$; если же к стрелке

прикрепить немагнитное тело простой правильной формы с легко вычисляемым поэтому моментом инерции $m'k'^2$, то T переходит в T' , даваемое формулой:

$$T' = 2\pi \sqrt{\frac{mk^2 + m'k'^2}{MH}}.$$

После измерения T и T' и использования известного значения $m'k'^2$ находятся значения mk^2 и MH . Далее производится следующее наблюдение, которым определяется $\frac{M}{H}$, так что, зная MH и $\frac{M}{H}$, можно опреде-

лить H . Это наблюдение состоит в измерении угла отклонения θ , на который отклонится стрелка компаса с центром в точке C , если основной стержневой магнит с центром O , служивший при качаниях, поместить горизонтально по направлению OC , так, чтобы он был перпендикулярен или к основному или к отклоненному направлению компасной стрелки; в первом случае $\operatorname{tg} \theta = \frac{2M}{Hr^3}$, во

втором случае $\sin \theta = \frac{2M}{Hr^3}$, где r есть расстояние OC .

В каждом из этих случаев, зная r и θ , можно определить $\frac{M}{H}$. Этот метод Гаусса для определения H используется еще широко, но он не легко дает желаемую точность (до 1 γ). В последнее время, как и в случае I ,

входят в употребление электрические методы измерения H (и также V), благодаря их большей простоте, скорости и точности. В катушке магнитометра Шустера—Смита (Schuster—Smith) горизонтальная компонента земного поля компенсируется в центре катушки известных размеров регулированием тока, текущего в катушке. Измерение тока определяет H , если известны постоянные катушки. Дой (Dye) сконструировал подобный прибор, которым измеряется V . Ля-Кур (La-Cour) изобрел другой тип вертикального магнитометра, в котором измеряемой величиной является индуцированный ток, когда горизонтальной катушке дается внезапный полуоборот около горизонтальной оси, так что изменяется знак магнитного потока, пронизывающего катушку. Электрические магнитометры трудно калибровать абсолютно, но если это сделано, их легко можно использовать для стандартизации других магнитометров подобного типа.

Магнитные обсерватории, вариометры и магнитографы

Земное магнитное поле непрерывно меняется, и его вариации регистрируются непрерывно фотографированием в значительном числе институтов, называемых магнитными обсерваториями, широко распределенными по поверхности земли. Старейшие магнитные обсерваторские данные относятся к 1840 г. и даже к более ранним годам, когда до введения фотографических методов применялись ежечасные наблюдения магнитных элементов. Регистрируемыми элементами являются обычно H , V и D . Применяемые для регистраций приборы называются вариометрами или магнитографами, потому что они не предназначены давать абсолютные значения элементов, а только показывать их малые вариации. Масштаб времени получаемых записей, которые называются магнитограммами, обычно около 15 мм на час, хотя некоторые обсерватории имеют также быстро регистрирующие вариометры с масштабом времени от двенадцати до двадцати раз большим, чем предыдущий.

Масштаб записи регистрируемых элементов обычно лежит в промежутке от 3γ до 10γ на 1 мм для H и V и около $1'$ на 1 мм для D .

На магнитных обсерваториях имеются и абсолютные приборы и вариометры; первые используются для определения значений магнитных элементов на так называемой базисной или фикс-линии, от которой измеряются ординаты кривых на магнитограммах.

Магнитные съемки

Распределение магнитной силы на поверхности земли не дается с достаточной подробностью измерениями, произведенными только на магнитных обсерваториях. Для этой цели необходимы серии наблюдений, производимых на более густой сети пунктов как на суше, так и на море. Эти операции называются магнитными съемками. Для съемок используются портативные абсолютные инструменты; при съемках на суше и на морях инструменты несколько отличаются по типу.

Магнитные съемки суши производятся обычно отдельными государствами, причем морские съемки производятся на специальных кораблях под руководством приморских государств. Но такие попытки отдельных государств оставляют на земном шаре многие области заснятыми недостаточно или совсем не заснятыми. Для того чтобы удовлетворить необходимость путем планомерной мировой съемки заполнить обширные пробелы в магнитных данных, собранных при помощи сухопутных и океанских экспедиций, Институт Карнеги (Carnegie) в Вашингтоне, по инициативе покойного Л. А. Бауэра (Bauer), основал отделение земного магнетизма (1904 г.). Это отделение, взяв „весь мир, как свой приход“, с исключительной пользой для науки производило обширные магнитные съемки на суше и море, используя для океанских наблюдений специально построенный немагнитный корабль, к несчастью погибший при пожаре с его капитаном Ольтом (Ault) у Апии (Самоа) в 1929 г.; Институт Карнеги основал

и содержал две магнитных обсерватории в Австралии и Перу и помогал важным магнитным исследованиям во многих частях света. Британское адмиралтейство в настоящее время строит новый немагнитный корабль для магнитной съемки океанов.¹

Так как земное поле все время меняется, магнитные съемки должны быть обновляемы через такие промежутки времени, чтобы можно было поддерживать наши знания о земном поле на уровне современности. Вследствие своей неправильности, изменения поля не могут быть предсказаны заранее с какой-либо определенностью на долгий срок. Поэтому пробел наших знаний в каком-либо районе, обусловленный долгим отсутствием наблюдений там, является непоправимым. Интервал между съемками должен быть от 15 до 30 лет, завися от быстроты вариаций на каждой области, о чем судят по регистрациям в ближайших обсерваториях.

Обширные магнитные съемки всегда нуждаются в кооперации с одной или несколькими магнитными обсерваториями, расположенными по соседству. Это необходимо потому, что съемки вообще продолжаются месяцами и иногда годами, и необходимо редуцировать наблюдения, производимые в различные месяцы и в различное время суток, к одной общей эпохе. Каждое наблюдение поэтому исправляется разностью, определяемой при помощи интерполяции по данным, ближайших магнитных обсерваторий, между значением элемента во время наблюдения и его средним значением за некоторый период (вообще за год), середина которого служит выбранной эпохой; последняя обычно близка к середине периода, захватываемого съемкой.

Вековые магнитные вариации

Последующие друг за другом средние годовые значения магнитных элементов на обсерватории или значения,

¹ Такой же корабль строится в СССР для магнитной съемки арктического бассейна (Ред.).

полученные для различных эпох по магнитным съемкам, показывают, что земное поле подвержено вековым изменениям, т. е. изменениям, долго продолжающимся в одном направлении, причем обычно не необходима их постоянная скорость.

Эти изменения называются вековыми магнитными вариациями. За длинный промежуток лет полное изменение становится очень значительным, хотя оно и не может продолжаться неограниченно в одном направлении без перемены на обратное.

Существование вековых вариаций склонения было открыто в 1634 г. Геллибрандом (Gellibrand) в Лондоне, где само склонение было известно, по крайней мере, с пятнадцатого столетия. В 1576 г. Норман (Norman) открыл существование магнитного наклона; вековые изменения наклона выяснились в течение семнадцатого столетия. Знания о вековых вариациях F или H являются еще более недавними; дата начала абсолютных измерений интенсивности — около 1826 г., хотя относительные измерения производились раньше, — в последней половине восемнадцатого столетия, путем измерения произведения MH на различных местах в различное время с одним и тем же магнитом (с неизвестным и, возможно, непостоянным магнитным моментом M). Таким образом наши знания вековых изменений восходят назад более далеко для направления земного поля, чем для его интенсивности. Рис. 4 иллюстрирует изменение направления магнитной силы в Лондоне, приблизительно, с 1580 г. На рисунке представлена кривая, которая должна была бы быть начерченной на сфере в течение этого периода концом стрелки наклона, свободно подвешенной в центре сферы. Кривая является овалом, очевидно законченным на три четверти, выявляя циклическую вариацию с периодом, приблизительно, в 480 лет. Но вариации на других станциях выявляют весьма различные периоды. Нет уверенности в том, что вековая вариация действительно периодична на какой-либо станции, и мала вероятность того, что для земли в целом она имеет какой-

либо преобладающий настоящий период. Некоторыми авторами было высказано утверждение, что земные магнитные полюсы вращаются вокруг географических полюсов, но доказательства говорят скорее против, чем за это заключение.

Распределение годового изменения каждого элемента для какой-либо эпохи может быть представлено на картах линиями равных годовых изменений: эти линии называются изопорами, и карты называются картами изопор. Рис. 5 представляет такую карту для полной интен-

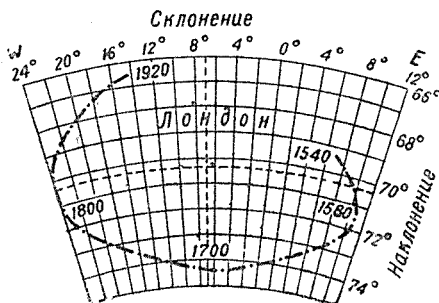


Рис. 4. Направление магнитной силы в Лондоне.

сивности. Эта карта показывает области особенно быстрого убывания в южных океанах под широтой 30°S ; области возрастания интенсивности имеют гораздо меньшее протяжение, чем области убывания интенсивности, и максимум хода возрастания вообще меньше, чем таковой для убывания. Таким образом в целом земное поле в настоящее время убывает по интенсивности. Это среднее убывание кажется прогрессирующим в течение почти столетия, хотя области более быстрого изменения могут не быть всегда одними и теми же. Земное поле в целом имеет простой характер, но распределение вековой вариации гораздо менее просто. Бартельс (Bartels) выразил разницу между обоими, говоря, что земное поле есть

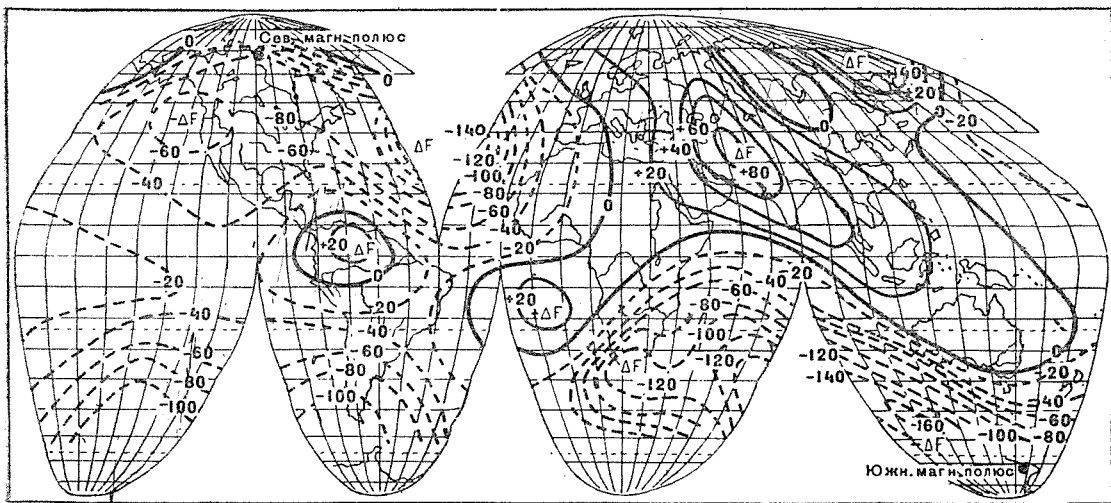


Рис. 5. Карта изопор полной силы между эпохами 1920—1925 гг.

планетное явление, в то время как вековая вариация является региональной. Меркантон (Mercanton) думал пролить свет на вековую вариацию более продолжительных периодов времени — порядка геологических возрастов — при помощи измерения намагничения определенных лавовых покровов, которые кажутся оставшимися нетронутыми с тех пор, как они впервые появились. Предполагается, что как раз перед своим застыванием лавы эти получали намагничение по индукции в направлении, соответствующем направлению земного поля в данном месте, и затем сохраняли направление намагничения без изменения. Таким образом намагниченные лавы должны указывать наклонение поля в местах их залегания (в более ранние эпохи) и также склонение, если не произошло общего перемещения или вращения структуры, на которой они лежат. Измерения выявляют заметные изменения в направлении поля, которые могут быть отнесены или к реальным изменениям поля или к движению обширных нижележащих участков земной коры. Вопрос является интересным и важным, но определенные заключения, однако, еще не могут быть выведены.

Земля как большой магнит

Вильям Гильберт (Gilbert) из Кольчестера, врач королевы Елизаветы, кажется, является первым человеком, достигнувшим верного понимания общего характера земного магнитного поля. Взгляды Гильберта и проведенные им эксперименты описаны в его трактате „О магните“, опубликованном в 1600 г. Гильберт вырезал сферический кусок естественно намагниченного минерала, называемого магнитным железняком, и изучал распределение направления магнитной силы на его поверхности посредством свободно подвешенных маленьких намагниченных иголок. При этом было замечено, что распределение наклонения согласуется с тем, что было известно для земного поля. Отсюда Гильберт заключил, что земля сама является большим магнитом, подобно

намагниченной сфере, служившей для эксперимента, и также, что источники земного магнитного поля лежат внутри земли, в то время как современники Гильберта думали, что стрелка компаса направляется полярной звездой.

Тремя столетиями позже Фарадей (Faraday) ввел в науку представление о силовых линиях и трубках. Их направления могут быть показаны экспериментально посредством

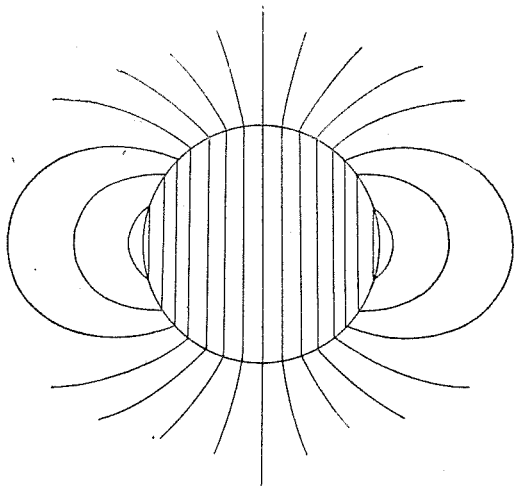


Рис. 6. Силовые линии однородно намагниченной сферы.

железных опилок. Рис. 6 дает картину силовых линий однородно намагниченной сферы и наглядно показывает, как изменяется направление земного поля в различных точках на поверхности земли.

Изменение интенсивности и направления поля в пространстве вокруг однородно намагниченной сферы может быть обосновано с помощью теории магнитного потенциала. Эта теория была развита Лапласом (Laplace), Пуассоном (Poisson) и другими в восемнадцатом и девят-

надцатом столетиях на основаниях, выведенных (для гравитационного поля) еще Ньютоном (Newton). Гаусс (Gauss) приложил теорию потенциала к земному магнитному полю. Он доказал, что представление Гильберта о земном поле, как о поле однородно намагниченной сферы, является первым хорошим приближением, и показал, как определить поле такого типа, которое наиболее близко соответствует земному полю. Первая часть поля может быть названа регулярным полем земли и остальная — иррегулярным полем. Гаусс показал также, как последнее может быть выражено в математических соотношениях, и доказал (в пределах точности, тогда достижимой), что оба поля (регулярное и иррегулярное) имеют свое происхождение внутри земли. Таким образом он подтвердил выводы Гильберта и распространил их на иррегулярную часть поля.

Поле однородно намагниченной сферы

Рассмотрим однородно намагниченную сферу с центром O , радиусом a и интенсивностью намагничивания J . Ее магнитный момент M выражается формулой:

$$M = \frac{4}{3} \pi a^3 J.$$

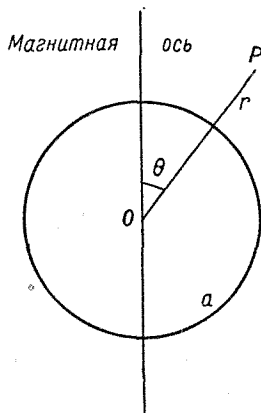


Рис. 7.

Диаметр вдоль направления намагничивания называется магнитной осью, и его два конца называются магнитными полюсами; один, к которому притягивается указывающий на север конец обычной компасной стрелки, будем называть северным полюсом сферы и другой — южным полюсом. Пусть P (рис. 7) будет какая-либо точка вне сферы, пусть r обозначает расстояние OP и θ —

угол ($0 < \theta < \pi$) между OP и магнитной осью. Магнитный потенциал Ω дается формулой:

$$\Omega = - \frac{M \cos \theta}{r^2}.$$

Радиальная компонента силы, направленная внутрь сферы и соответствующая геомагнитному элементу Z , есть $\frac{\partial \Omega}{\partial r}$. Компонента, перпендикулярная к радиусу-

вектору точки P , в направлении убывания θ есть $\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial \Omega}{\partial \theta}$; она соответствует геомагнитному элементу H . Напишем подробнее:

$$Z = \frac{\partial \Omega}{\partial r} = \frac{2M \cos \theta}{r^3},$$

$$H = \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial \Omega}{\partial \theta} = \frac{M \sin \theta}{r^3}.$$

Угол наклонения I и интенсивность F поэтому выразятся формулами:

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} = 2 \operatorname{ctg} \theta,$$

$$F = \frac{M}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}.$$

Потенциал Ω и поле вне сферы являются такими же, как и для элементарного магнетика того же момента M , расположенного в O и направленного вдоль магнитной оси. Совершенно таким же полем будет обладать любая концентрическая однородно намагниченная сфера с тем же моментом, т. е. сфера любого радиуса a' и соответствующей интенсивности намагничения J' , такой, что $a'^3 J' = a^3 J$. Таким образом из существования поля рассматриваемого типа вне сферы еще нельзя заключить, что сама данная сфера является однородно намагниченной; это только один из возможных путей, которым может

быть создано поле; другая возможность это та, что только часть данной сферы — ее концентрическое ядро — однородно намагничено с соответственно большей интенсивностью. Третьей возможностью является предположение, что поле обусловлено малым, но сильным магнитом в центре сферы; в случае земли эта гипотеза не может быть рассматриваема, как вероятная. Но эти альтернативы не исчерпывают всех возможностей, так как поле вне сферы может быть обусловлено системой электрических токов, текущих внутри, вместо намагниченной материи.

Формулы для H , Z и F показывают, что интенсивность поля и его компоненты убывают обратно пропорционально кубу расстояния от O . Итак, земное магнитное поле убывает гораздо более быстро, чем гравитационное поле, интенсивность которого изменяется обратно пропорционально квадрату радиуса. Иррегулярная часть земного поля убывает еще быстрее (см. стр. 33), так, что чем больше расстояние от земли, тем более „регулярным“ является поле (за исключением тех областей, где поле искажается электрическими токами, текущими под землей).

В отличие от интенсивности, направление поля однородно намагниченной сферы не меняется с расстоянием вдоль радиуса, так как наклонение I зависит только от θ . Можно ожидать, что это заключение окажется приближенно справедливым и для земного поля. Формулы для H и Z могут быть переписаны в виде:

$$H = H_0 \frac{a^3}{r^3} \sin \theta, \quad Z = Z_0 \frac{a^3}{r^3} \cos \theta,$$

где

$$H_0 = \frac{M}{a^3} = \frac{4}{3} \pi J, \quad Z_0 = 2H_0,$$

так что, обратно,

$$M = a^3 H_0, \quad J = \frac{3}{4\pi} H_0.$$

На поверхности сферы ($r = a$) формулы для H и Z примут вид:

$$H = H_0 \sin \theta, \quad Z = Z_0 \cos \theta.$$

Ясно, что Z_0 есть поверхностное значение Z на северном полюсе ($\theta = 0$); Z меняется, как $\cos \theta$, от Z_0 на этом полюсе, через нуль вдоль окружности $\theta = 90^\circ$, к $-Z_0$ на южном полюсе. Окружность $\theta = 90^\circ$, вдоль которой Z и наклонение I обращаются в нуль, называется магнитным экватором сферы. H_0 есть поверхностное значение H на экваторе; H убывает пропорционально $\sin \theta$, от своего максимального значения на экваторе до нуля на полюсах. Максимальное (на полюсе) значение Z , именно Z_0 , равно удвоенному максимальному (на экваторе) значению H_0 . Это, приблизительно, верно и для земли, так как Z_0 и H_0 суть (кругло) 0,6 Г и 0,3 Г.

Поверхностное экваториальное значение H на однородно намагниченной сфере есть $\frac{4}{3} \pi J$. Соответствующее значение на поверхности сферы радиуса a , которая намагничена только во внутреннем концентрическом ядре радиуса a' до интенсивности J' , есть $\frac{M}{a^3}$, где M есть теперь $\frac{4}{3} \pi a'^3 J'$; итак, H_0 есть $\frac{4}{3} \pi \left(\frac{a'}{a}\right)^3 J'$.

Уравнение силовых линий однородно намагниченной сферы в полярных координатах имеет вид $r = c \sin^2 \theta$, где c есть постоянная, различная для различных линий. Если уравнение написано в виде:

$$\frac{r}{a} = \frac{\sin^2 \theta}{\sin^2 \theta_0},$$

то новая постоянная θ_0 представляет значение, при котором линия встречается сферу ($r = a$). Максимальное расстояние этой линии от сферы достигается, когда $\theta = 90^\circ$,

т. е. над магнитным экватором, где $r = \frac{a}{\sin^2 \theta_0}$. Например, если $\theta_0 = 30^\circ$, то $\frac{a}{\sin^2 \theta_0} = 4a$, что соответствует высоте $3a$ над экватором.

Численные данные для земного поля

Регулярное поле, наиболее близко соответствующее земному полю, находится при помощи математического процесса, известного как метод сферического гармонического анализа. Это регулярное поле имеет свой северный полюс, приблизительно, в точке $\varphi = 78^\circ \text{N}$, $\lambda = 69^\circ \text{W}$ и его южный полюс в противоположной точке земли, именно, $\varphi = 78^\circ \text{S}$, $\lambda = 249^\circ \text{W}$. Северный полюс, который притягивает указывающий на север конец магнитной стрелки, сам по себе имеет ту же полярность, как конец стрелки, указывающий на юг. Диаметр, соединяющий южный и северный полюсы, называется земной магнитной осью (или осью однородного намагничивания); она наклонена под углом около 12° к географической оси. Два конца этой оси называются осевыми полюсами земного поля, для отличия их от полюсов наклонения, где $H = 0$. На однородно намагниченной сфере полюса наклонения и осевые полюса идентичны; но это не имеет места для земного поля из-за наличия добавочного иррегулярного поля, горизонтальная компонента которого случайно не уничтожается на осевых полюсах. Так как часть H , обусловленная регулярным полем, мала вблизи осевых полюсов, то иррегулярное поле даже незначительной интенсивности может обусловить значительное перемещение положения точки, где полное H равно нулю. Действительное расстояние между северным осевым полюсом и полюсом наклонения около 600 миль, в то время как для южных полюсов оно около 900 миль. Линия, соединяющая два полюса наклонения, не проходит через центр земли, будучи удалена от последнего на расстояние около 700 миль.

С точки зрения геофизики, осевые полюса имеют большее значение, чем полюса наклонения; но для мореплавателей и для других, кто должен пользоваться компасом в высоких широтах, полюса наклонения имеют большую важность.

Если бы иррегулярная часть земного поля отсутствовала, то линии равных H , Z , F и I все были бы кругами с центрами на магнитной оси. Они фактически совпадали бы с окружностями равных магнитных широт. Магнитная широта при этом определяется как $90^\circ - \theta$, где θ есть полярное расстояние от северного осевого полюса; θ само называется дополнением магнитной широты. Изомагнитные карты этих элементов, если они начерчены на меркаторской проекции, основанной на магнитной оси вместо географической, должны были бы представлять просто серии линий, параллельных магнитному экватору. На обычной меркаторской проекции относительно географической оси изомагнитные линии были бы кривыми, но все же совсем простыми и правильными. Существование иррегулярного поля изменяет их форму и создает различие между четырьмя сетками кривых; например, магнитный экватор ($I = Z = 0$) не является линией постоянной H или F .

Если бы существовало только одно регулярное поле, склонение было бы западным на полусфере, ограниченной меридианами через магнитные полюса и вмещающей Англию, и восточным на другой полусфере. Но изогонические линии не были бы простыми; это потому, что отклонение магнитной оси от географической усложнялось бы наличием четырех изогонических фокусов (см. стр. 10), расположенных на двух полюсах наклонения и двух географических полюсах.

Меридиональные круги или плоскости, проходящие через магнитные осевые полюса, называются магнитными меридианами, или магнитными меридиональными плоскостями. Значение H_0 на магнитном экваторе для регулярной части земного поля (1922 г.) равно 0,316 Г; оно соответствует магнитному моменту M ($M = a^3 H_0$, где

a должно быть взято равным 6370 км, или $6,37 \cdot 10^8$ см), равному $8,19 \cdot 19^{25}$ единиц CGS. Этот момент называется магнитным моментом земли. Интенсивность намагничивания J , которую имела бы земля, если бы ее регулярное поле было вполне обусловлено однородным намагничиванием, равна $\frac{3H_0}{4\pi}$, или 0,075. Поверхностные слои в среднем, несомненно, не намагничены до этого значения.

Вышеупомянутое значение H_0 относится к эпохе 1922 г. Более ранние определения дают следующие значения:

1829 Эрман-Петерсен	0,327
1830 Гаусс	0,331
1845 Адамс	0,328
1880 Адамс	0,324
1880 Неймайер	0,323
1885 Шмидт	0,324
1885 Фритше	0,322
1922 Дайсон и Фурнер	0,316

Хотя более ранние определения могут быть несколько ошибочными, эти результаты, несомненно, указывают на небольшое процентное убывание H_0 и геомагнитного момента в течение последнего столетия (см. стр. 19). Если взять более крупный масштаб для рассмотрения этого явления, то оно обнаруживает заметные и быстрые вековые изменения, не имеющие аналога в каких-либо других геофизических свойствах, распространяющихся на землю в целом.

Иррегулярная часть земного поля

Иррегулярная часть земного поля может быть представлена графически картами изоаномал (показывающими линии, вдоль которых каждый из элементов иррегулярного поля имеет постоянное значение) и другими путями. В некоторых частях света иррегулярное поле дает существенное процентное добавление к регуляр-

ному полю для той или другой компоненты, даже не считая областей особенных локальных возмущений. Оно может быть также выражено математически, с помощью прибавления потенциала иррегулярного поля Ω' к потенциальной функции регулярного поля Ω (данной по отношению к земной магнитной оси). Поверхностное значение Ω' , обозначенное нами через Ω_0' , выражается рядом функций, зависящих от географической широты φ и долготы λ , отсчитываемых к востоку от Гринвича:

$$\Omega_0' = C_2 a S_2(\varphi, \lambda) + C_3 a S_3(\varphi, \lambda) + \dots,$$

где $C_2, C_3, \dots$ являются постоянными и $S_2, S_3, \dots$ представляют „поверхностные гармонические“ функции от φ и λ , „степени“ 2, 3, ... Ряд не начинается членом с индексом 1, потому что этот член $C_1 a S_1(\varphi, \lambda)$ должен соответствовать регулярной части поля. Северная и восточная горизонтальная компоненты иррегулярного поля X', Y' связаны с Ω_0' соотношениями:

$$X' = -\frac{1}{a} \cdot \frac{\partial \Omega_0'}{\partial \varphi}, \quad Y' = -\frac{1}{a \cos \varphi} \cdot \frac{\partial \Omega_0'}{\partial \lambda}.$$

Коэффициенты C и точный вид функций S , включая C_1 и S_1 , находятся при помощи анализа наблюденного распределения или X' , или Y' на земной поверхности. Выражения, находимые, таким образом, в отдельности, в основном согласуются друг с другом, но неточно. Небольшая разница может быть обусловлена тремя причинами, именно: 1) ошибками в данных наблюдения, 2) несовершенством анализа, 3) существованием части поля, которая не обладает потенциалом.

Беспотенциальное поле; линейные магнитные интегралы

Присутствие беспотенциального поля должно предполагать существование электрических токов, текущих через земную поверхность, из воздуха в землю или наоборот. Другой путь, который может обнаружить

существование таких токов, заключается в вычислении линейного интеграла горизонтальной магнитной силы вдоль замкнутых кривых на земной поверхности; значение такого линейного интеграла должно быть $4\pi i$, где i есть сила полного электрического тока, протекающего через контур интегрирования. Если контуром служит круг широты, то линейный интеграл есть просто $\int Y ds$ или $\int H \sin D ds$, взятый по всей окружности. Установлено, что такой линейный интеграл, вычисляемый по наблюдениям, не точно уничтожается; это должно быть частично обусловлено ошибками в магнитных данных, но остается сомнение, могут ли такие ошибки полностью объяснить неуничтожение линейного интеграла. Трудностью же предположения о реальности атмосферно-земных токов, указываемых линейными интегралами, является их величина; она порядка 10^{-12} А на 1 км^2 , больше этого числа на некоторых областях и меньше на других. Эта сила тока в 10^4 раз больше, чем атмосферно-земные токи, измеренные обычными методами атмосферного электричества. Разрешение противоречия между магнитными и электрическими результатами требует большей точности магнитных измерений. Для настоящего времени остается открытой возможность гипотезы, что заметная часть магнитного поля вблизи земной поверхности (не более, однако, 30% полного поля) может быть обусловлена атмосферно-земными токами и не обладает потенциалом.

Внешняя часть земного поля

Допуская легкую неопределенность, обусловленную возможным беспотенциальным полем, нужно констатировать, что выражения для Ω_0' (стр. 30), найденные отдельно из северной и восточной компоненты горизонтальной силы, находятся в согласии одно с другим. Если бы поле было всецело внутреннего происхождения, то потенциал Ω' иррегулярного поля в лю-

бой точке на земной поверхности давался бы формулой:

$$\Omega' = \frac{a^4}{r^3} C_2 S_2(\varphi, \lambda) + \frac{a^5}{r^4} C_3 S_3(\varphi, \lambda) + \dots$$

и соответствующее значение Z' внутренней радиальной компоненты иррегулярного поля давалось бы в виде ряда:

$$Z' = \frac{\partial \Omega'}{\partial r} = -3 \left(\frac{a}{r} \right)^4 C_2 S_2 - 4 \left(\frac{a}{r} \right)^5 C_3 S_3 - \dots,$$

так что на земной поверхности ($r = a$)

$$Z' = -3C_2 S_2 - 4C_3 S_3 - \dots$$

Наблюдаемое распределение Z' находится в общем в согласии, хотя и не точно, с выражением, полученным из независимых измерений X' и Y' . Небольшое разногласие может быть обусловлено или ошибками в трех сериях данных (X' , Y' , Z'), или существованием в поле близ земной поверхности небольшой части, обусловленной внешними причинами. Потенциал этой части может быть выражен в виде ряда:

$$-\frac{r^2}{a} C_2'' S_2'' + \frac{r^3}{a^2} C_3'' S_3'' + \dots,$$

что дает для соответствующей части Z' выражение:

$$2 \frac{r}{a} C_2'' S_2'' + 3 \frac{r^2}{a^2} C_3'' S_3'' + \dots,$$

или на поверхности земли:

$$2C_2'' S_2'' + 3C_3'' S_3''.$$

Имея разность между этим и предыдущим выражением для Z' (соответствующим внутреннему полю), мы можем определить внутреннюю и внешнюю части Ω' и тем

самым разложить на эти части иррегулярное поле (отдельно от какой-либо беспотенциальной части).

С данными, имеющимися в настоящее время, остается открытой возможность того, что небольшая часть поля вблизи поверхности, не более чем, приблизительно, 3% в целом, может быть внешнего происхождения, будучи обусловленной электрическими токами, текущими где-либо через земную поверхность. Итак, допуская возможность наличия беспотенциальной части указанной величины, мы должны сказать, что, по крайней мере, 94% поля имеют внутреннее происхождение, обладая потенциалом. Компоненты следующих друг за другом гармонических членов иррегулярной части поля убывают в пространстве над землей пропорционально $\frac{1}{r^4}$, $\frac{1}{r^5}$, ... Итак, несмотря на неопределенность, обусловленную беспотенциальной и внешней частями поля, отношение иррегулярной части поля к регулярной должно непрерывно убывать наружу.

Убывание земного поля вверх

Убывание вверх земного поля, таким образом, выражается, приблизительно, множителем $\frac{a^3}{r^3}$, или, что

то же, множителем $\left(1 + \frac{h}{a}\right)^{-3}$, если обозначить

$r = a + h$. Для небольших высот оно есть $1 - 3 \frac{h}{a}$;

если h измеряется в километрах, то на высоте h какая-либо компонента должна быть уменьшенной на

$\frac{h}{2123}$ своей величины у поверхности земли. Например, у экватора горизонтальная сила убывает, приблизительно, на 14 γ на 1 км. Это убывание слишком мало, чтобы его можно было измерить обычным путем, так как точные магнитные измерения не могут быть проде-

ланы на аэростатах, в то время как горные и долинны наблюдения не могут быть сравниваемы вследствие не-правильностей поля, обусловленных самими горами. Не-которые измерения над радиоволнами, однако, зависят от магнитного поля на уровне ионизированных слоев в верхних слоях атмосферы на высоте 200 км или не-сколько больше; предполагаемое убывание поля на этой высоте имеет величину порядка $10^0\%$, и радиоволно-вые измерения действительно показывают такое убывание.

Другими явлениями, для которых проявляется зави-симость от земного магнитного поля вне земли на еще больших расстояниях, служат полярные сияния и кос-мические лучи. Оба явления обусловлены наэлектризо-ванными частичками, идущими издалека; в первом случае от солнца и во втором из глубин мирового пространства. Когда эти частички приближаются к земле, то уже на расстоянии многих земных радиусов они отклоняются магнитным земным полем, которое отклоняет их преиму-щественно к высоким магнитным широтам.

Техническое значение земного магнитного поля

Наиболее широко и издавна распространенная об-ласть технического применения земного магнитного поля— это навигация, которая использует направляющее дей-ствие поля на компасную стрелку. Это использование теперь распространено и на воздушную навигацию. Другим приложением, почти одинаковой важности, также давно установленным, являются топографические съемки на поверхности земли и в шахтах (маркшейдерские съемки). Все эти приложения, для их полного разви-тия, требуют наличия изогонических карт недавней даты для того, чтобы путем введения небольших по-правок могли быть получены правильные данные для магнитного склонения.

Другое важное в экономическом отношении прило-жение земного поля относится к розыскам ценных мине-ралов или нефтяных залежей. Во многих случаях такие

залежи производят или связываются с локальными возмущениями земного магнитного поля. Наблюдение таких возмущений при помощи специально сконструированных для этой цели инструментов часто помогает в локализации ценных руд или нефтяных полей; результаты всегда интерпретируются в связи с геологическими данными или с геофизическими измерениями другого рода.

Земной магнетизм имеет значение и для другой области техники: земное магнитное поле влияет на распространение радиоволн. Во время возмущений магнитного поля (см. главу II, стр. 39) может серьезно нарушиться передача на большое расстояние. Кроме того, в такое время часто нарушается телеграфирование по проводам.

Вращение земного поля

Поле элементарного магнита, обладающее двумя равными и противоположными полюсами m , $-m$ в двух близких соседних точках P , P' имеет осевую симметрию относительно линии PP' . Утверждение о вращении магнита вокруг PP' не имеет смысла, потому что полюса рассматриваются как математические точки. Если магнит движется по окружности около оси OO' параллельной PP' , то хотя и может быть сказано, что он вращается вокруг OO' , но это движение все же должно рассматриваться как поступательное, а не вращательное, так как поле такого движущегося магнита перемещается поступательно. Магнит, направленный всегда перпендикулярно к OO' и переносимый по той же окружности, совершает, однако, как поступательное, так и вращательное движение, и его поле должно участвовать в этом вращении.

Земное поле может быть произведено собранием маленьких магнитов, распределенных где-либо внутри земли; чем бы ни являлись эти магниты — частицами или электромагнитами, обусловленными вращением электронов вокруг ядра, или же просто течением

обычных круговых токов, — они могут быть мыслимы разложенными на компоненты, соответственно параллельные и перпендикулярные к земной оси вращения. Поля от осевой компоненты магнита перемещаются поступательно при вращении земли, поля же от трансверсальной компоненты как вращаются, так и перемещаются поступательно. Это различие, однако, может не приниматься во внимание для всех обычных целей; все неправильности в земном поле переносятся вместе с землей при ее суточном вращении.

Причина земного магнетизма и его вековых вариаций

Мы видим (стр. 29), что земное регулярное поле может быть обусловлено однородным распределением намагниченности интенсивностью 0,075, распространенным на весь объем земли, или однородным распределением интенсивности $k^3 \cdot 0,075$ в концентрическом ядре радиуса,

уменьшенного в отношении $\frac{1}{k}$ ($k > 1$). Поверхност-

ные слои не намагничены (в среднем) до интенсивности 0,075, и, по расчету прогрессивного возрастания температуры внутри земли, намагниченность вещества земли представляется совсем невероятной ниже очень умеренной глубины. Можно думать, что возрастание давления, связанное с углублением вниз, должно поднимать предельную температуру, выше которой теряется остаточный магнетизм, таким образом сохраняя способность к намагничению на несколько большей глубине; но эксперименты не подтверждают этого предположения — давление имеет слегка противоположный эффект. Однако давления, достигаемые глубоко внутри земли, далеко превосходят все те давления, с которыми в настоящее время возможно экспериментировать в лабораториях. Следовательно мы не можем исключить возможность того, что в земном металлическом жидком ядре или над ним материя является способной к намагничению и может таким путем являться источником земного маг-

нитного поля; является ли это действительно причиной поля — для настоящего времени должно остаться только предположением.

С другой стороны, поле может быть обусловлено системой электрических токов, текущих внутри земли, вокруг земной оси. Это также является чистым умозрением.

Вопрос о первоначальной причине возникает в каждом случае: мы не знаем, как могло произойти намагничение или могли создаться электрические токи в течение истории земли. Если, однако, имеются такие электрические токи и если они не постоянно поддерживаются, они должны были бы постепенно затухать благодаря электрическому сопротивлению земли. Время затухания должно зависеть от электрической сопротивляемости материала, пересекаемого токами; мы имеем некоторые данные о сопротивлении внутри земли, но это относится только к небольшим, по сравнению с земным радиусом, глубинам. Ниже этой глубины (может быть порядка одной десятой радиуса) мы не имеем положительных знаний, и физическое состояние материи при имеющихся там больших давлениях остается вне наших экспериментов. Известно, однако, что время затухания системы токов данного типа в веществе данного сопротивления пропорционально линейным размерам системы; следовательно оно должно быть очень продолжительным для такого большого тела, как земля. Было сделано предположение, что система электрических токов, вместо свободного затухания, может быть постоянно поддерживаема электромагнитной индукцией; конвекционное движение в жидком ядре, в меридиональных плоскостях, в сочетании с магнитным полем может индуцировать такие электродвижущие силы, чтобы они могли возместить потери на сопротивление. В течение последнего столетия регулярное поле земли действительно кажется убывающим; но только более долго продолжающееся наблюдение может показать, соответствует ли это убывание экспоненциальному затуханию; без этого знания решение в пользу гипотезы токов должно оставаться открытым.

Другие гипотезы, более основательного рода, были сделаны в попытке вычислить земное поле, как следствие земного вращения; для этой цели были призваны общие свойства материи, хотя и отличающиеся от найденных экспериментально в условиях и масштабах лабораторий, но тем не менее достаточные для объяснения наблюдаемых магнитных результатов в случае такого большого тела, как земля. Необходима некоторая осторожность при составлении таких гипотез, чтобы избежать явно неверных следствий. Теории, изобретенные *ad hoc*, для объяснения одного частного явления сравнительно мало интересны, если они не способны предсказать некоторые другие неизвестные следствия, которые могли бы быть испытаны экспериментом. Успехов в этом направлении пока не достигнуто. Кроме того, такие теории по их сути могут объяснить только компоненту магнитного момента земли вдоль географической оси. Трансверсальная компонента, которой обуславливается косое направление магнитной оси и которая составляет значительную долю осевой компоненты, все же требует объяснения при помощи дальнейших гипотез. Этого же требуют и региональные неправильности поля.

Вековая вариация, подобно главному полю, является также пока совсем загадочной и необъяснимой. Она, повидимому, предполагает значительные изменения внутри земли, о которых мы имеем мало других указаний. Возможно, наиболее вероятным является предположение о том, что существует некоторая внутренняя конвекция, протекающая внутри земли с различной скоростью на различных глубинах в различных областях; можно предположить, что движение материи или индуцирует системы региональных электрических токов, или, путем изменения распределения материалов разнородной проводимости, видоизменяет путь существующей системы электрических токов; в обоих этих случаях может быть объяснена региональная неправильность вековой магнитной вариации.

ГЛАВА II

БЫСТРОТЕЧНЫЕ МАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ

Цикл солнечных пятен; числа солнечных пятен

Число и площадь пятен на солнце варьируют; одно время пятен не бывает, а в другое время их бывает много. Для каждого дня в Цюрихе определяется число, характеризующее степень пятнистости солнца на этот день, причем принимаются в расчет и число и площадь пятен. Месячные и годовые средние этих ежедневных чисел называются месячными и годовыми средними числами солнечных пятен. Ежедневные числа варьируют до некоторой степени неправильно; месячные числа, естественно, изменяются более плавно, а средние годовые еще более плавно. Последние ясно показывают резко выраженное периодическое изменение, с периодом около одиннадцати лет от одного максимума солнечных пятен (или минимума) до следующего (см. рис. 29 на стр. 120). Вариация пятнистости, от минимума через максимум до следующего минимума, называется солнечным циклом, или циклом солнечных пятен.

Спокойные и бурные дни; характеристики

Продолжительные магнитные регистрации на каждой обсерватории показывают, что в некоторые дни все три элемента испытывают плавные и правильные вариации, в то время как в другие дни они более или менее возмущены. Дни первого рода называются магнитно-спо-

койными (на данной станции), дни второго рода называются магнитно-активными или возмущенными днями.

В течение многих лет была в пользовании международная схема, по которой на каждой обсерватории для каждого гринвичского дня (от полуночи до полуночи) определяются условные числа 0, 1, 2 в соответствии с магнитным характером дня на этой обсерватории. Обозначение 0 относится к спокойным условиям и обозначение 2 к условиям более возмущенным, чем в среднем. Классификация вообще производится простым рассматриванием регистраций трех элементов за день; таким образом она не имеет определенного количественного базиса, и стандарты возмущенности, предложенные для обозначений, имеют тенденцию быть повышенными в течение периодов большей, чем обычно, активности или возмущенности и пониженными в течение спокойных периодов. Стандарты меняются также от одной обсерватории к другой, соответствуя общим уровням возмущенности на каждой.

Ежедневные значения со всех объединенных этой схемой обсерваторий посылаются в центральное бюро в Де-Билт (Голландия), где берется среднее для каждого дня. Результирующее значение, с точностью до одной десятой, называется международным магнитным характером дня; конечно, оно лежит между 0,0 и 2,0.

Найдено в общем, что изменения изо дня в день интенсивности возмущений протекают подобным образом на широких областях и что дни, классифицируемые как 2 на одной обсерватории, на другой всегда классифицируются как 1 или 2 и только редко как 0; это же справедливо и для спокойных условий.

На основе этих международных характеристик центральное бюро отбирает пять наиболее спокойных и пять наиболее возмущенных дней в каждом календарном месяце; они называются международными спокойными или возмущенными днями.

Были проделаны попытки улучшить ежедневную классификацию или заменить ее другой, основанной на

более обоснованном количественном методе. Но характеристики, полученные описанным простым методом, доказали большое их значение для многих родов магнитных исследований.

Три главных магнитных вариации: S , D и L

Степень магнитной активности меняется изо дня в день в широких пределах, и мало дней оказывается совсем свободными от возмущений. Но за исключением периодов сильной активности, вполне очевидно, что возмущения налагаются на правильные суточные вариации. Последние могут быть названы солнечными суточными вариациями, для отличия их от другой правильной суточной вариации, которой также подвержено магнитное поле и которая зависит от лунного времени. Для краткости удобно обозначить эти две суточные вариации при помощи букв S (солнечная) и L (лунная). Первая проявляется в своей чистой форме в спокойные дни и потому ее удобно также обозначить S_q . Буква D подобным образом может быть использована для обозначения магнитных возмущений.¹ Эти три вариации S , L и D , вместе с вековой вариацией, охватывают наиболее важные изменения в магнитном поле земли. Так как S , L и D , кроме вековой вариации, производят небольшое и недолго продолжающееся изменение земного поля, они могут быть названы быстротечными магнитными вариациями.

Имеется одно важное различие между S и D , с одной стороны, и L , — с другой: первые могут быть узнаны по виду магнитограмм, в то время как L не может быть узнана, потому что она значительно меньшей амплитуды; вариация L может быть определена только путем осреднения многих дней. Но малая величина L не понижает ее большого теоретического интереса и значения.

¹ Такой же символ используется для магнитного склонения, но кажется, что опасение путаницы в этом случае мало.

Каждый элемент реагирует характерным образом на каждую из трех вариаций S , L и D . Следовательно каждая обсерватория доставляет материал для девяти отдельных исследований — о характере S , L и D в каждом из трех магнитных элементов.

Результаты подобного изучения по большому числу обсерваторий, широко распределенных по широте и долготе, должны собираться и синтезироваться, если нужно получить исчерпывающее понимание явления. Для полноты эта работа должна быть проделана не только для S , L и D , определенными путем осреднения наблюдений одного года или больше, но также для каждого сезона в отдельности, потому что тип и амплитуды вариаций изменяются в течение каждого года. Кроме того, амплитуды вариаций и повторяемость D меняются также от одного года к другому, требуя дальнейшего расширения исследований для различных лет. Изучение быстротечных магнитных вариаций является, таким образом, сложной, трудной и обширной задачей. Даже описание и сжатое представление основных обнаруженных фактов представляет известные трудности. Только постепенно, в течение долгого времени вырабатывались методы, пригодные для представления и исследования вариаций — методы, которые также должны иметь большое значение в смежных областях геофизики.

Данные обсерваторий

Обычно на магнитных обсерваториях измеряют значение каждого элемента ежечасно. Перед тем, как была введена фотографическая регистрация, это проделывалось с помощью визуальных отсчетов, но теперь измерения производятся по магнитограммам. Измерения могут подлежать мгновенные значения элементов, но это имеет тот недостаток, что случайное возмущение может сделать мгновенное значение данного элемента не характеризующим значений этого элемента в соседние моменты времени. Вследствие этого на многих обсервато-

риях на практике измеряют средние значения элементов для часового интервала. Обычно эти интервалы берутся от момента точного начала часа до начала следующего, но на некоторых обсерваториях, вместо такого интервала, используются интервалы, центрированные для момента начала часа.

Время, по которому производятся эти ежекасные измерения, может быть местным временем обсерватории или же поясным временем для области, в которой она расположена (т. е. временем, отличающимся на целое число часов от среднего гринвичского времени).

Во всяком случае, следующие друг за другом ежекасные значения каждого элемента получаются и располагаются в виде таблиц. Если используются средние значения для часовых интервалов от начала одного часа к другому, то среднее из 24 значений за каждый день, охватывающее период от полуночи (0^h) до следующей полуночи (24^h), называется средним суточным значением элемента. Если же измеряются мгновенные значения или средние ежекасные значения, центрированные точно на начало каждого часа, то суточное значение есть среднее из 24 значений, содержащих измерения от 1^h до 23^h , вместе с полусуммой значений для 0^h и 24^h ; измерения для 0^h и 24^h обычно отличаются друг от друга, и разность $24^h - 0^h$ называется нециклической или непериодической суточной вариацией. Там, где используются средние значения для часовых интервалов от начала одного часа к другому, эта непериодическая вариация может быть измерена по формуле:

$$\frac{1}{2} \left[\left(24 \frac{1}{2} \right) + \left(23 \frac{1}{2} \right) - \left(0 \frac{1}{2} \right) - \left(-0 \frac{1}{2} \right) \right],$$

где обозначения в скобках относятся к значениям, центрируемым на указанный момент. Непериодическая вариация, конечно, включает часть, обусловленную вековой вариацией, но в пределах одного дня эта часть совсем незначительна.

Многие обсерватории публикуют для каждого дня абсолютный максимум и минимум каждого элемента (иногда давая также момент времени, для которого они наблюдаются) или вместо этого публикуют разность между максимумом и минимумом, которая является абсолютной суточной амплитудой суточного хода; последняя может быть обозначена через R (range) с приставкой индексов H , D , V , относящихся к элементу. Она всегда превосходит аналогичную разность R' (с теми же приставками), определяемую по табличным ежечасным значениям за сутки. В связи с некоторыми исследованиями, рассматриваются также ежечасные амплитуды, т. е. разности между максимальным и минимальным значением в течение каждого часа; ежечасные амплитуды могут быть обозначены через r с приставкой индекса для часа и названия элемента.

Кроме среднего из часовых значений за каждый день, т. е. среднесуточного, многие обсерваторские ежегодники дают среднее из часовых значений для каждого данного часа по всем дням данного месяца и часто также по выбранным группам дней (обычно по пяти международным наиболее спокойным дням и пяти наиболее возмущенным дням). Последовательность средних часовых значений, таким образом полученных, указывает среднюю суточную вариацию для месяца (или для выбранных дней месяца). Эта последовательность может содержать 24 или 25 значений; в последнем случае она может относиться к часам от 0^h до 24^h или от $0^{1/2^h}$ до $24^{1/2^h}$; разность между последним и первым значением дает среднюю непериодическую вариацию для данного месяца или группы дней этого месяца. Среднее из всех средних суточных значений для данного месяца (или года) называется месячным (или годовым) средним значением элемента; это среднее месячное или годовое значение может быть подобным же образом образовано из суточных средних, взятых для групп выбранных дней. Если среднее месячное значение вычитается из соответствующего ряда средних за месяц зна-

чений для каждого данного часа суток, то получается ряд ежечасных отклонений от среднего месячного значения; этот ряд называется средним суточным неравенством для данного месяца или группы дней месяца. Если эти разности нанести на график, то полученная кривая или график называется кривой суточной вариации элемента. Суточное неравенство и его график, полученные из пяти спокойнейших дней месяца, могут быть взяты как наиболее совершенное представление вариации S_q (стр. 41), исключая месяцы, в которые даже эти дни проявлялись заметными возмущениями. Нужно, впрочем, заметить, что S_q , определенное таким образом, включает также вековую вариацию и лунную суточную вариацию; если желательно, они могут быть приняты в расчет, но обычно последние вариации так малы, что учитывать их при выводе S_q бесполезно.

Годовые вариации магнитных элементов

Месячные средние значения магнитных элементов показывают очень малую систематическую вариацию от начала до конца года, если уже учтена вековая вариация. Таким образом элементы имеют незначительную годовую вариацию, подобно тому, как это наблюдается для многих метеорологических элементов, например для барометрического давления в некоторых областях (Сибирь).

Вариации S_q , S_d и S_D

За исключением станций в высоких широтах и за исключением месяцев, включающих особенно сильные возмущения, средняя суточная вариация S , полученная из всех дней месяца, немного отличается от S_q — средней суточной вариации, полученной из спокойных дней. Даже если S выводится из ряда возмущенных дней, как, например, из пяти наиболее возмущенных дней месяца (в таком случае она может быть обозначена

через S_d), она не отличается очень сильно от S_q , за исключением высоких широт, если только среднее образовано из многих случаев, т. е. из каждых пяти дней многих месяцев для уничтожения неправильностей, связанных с отдельными периодами возмущений.

Это сходство между S_q и S или S_d подразумевает, что средние по возмущенности дни и не слишком возмущенные дни отличаются от спокойных дней, главным образом, неправильными вариациями, которые для каждого часа приблизительно в среднем сглаживаются при большом числе дней, если ограничиться низкими и средними широтами. Нужно, впрочем, отметить, что упомянутые возмущения не сглаживаются нацело и существует систематическая разница между S_q и S или S_d ; она может быть представлена последовательным рядом ежечасных разностей. Эта последовательность может быть выражена в виде $S - S_q$, если часовые отклонения для спокойных дней вычитаются из таковых для всех дней, или в виде $S_d - S_q$, если часовые отклонения для спокойных дней вычитаются из таковых для возмущенных дней. Обе разности $S - S_q$ и $S_d - S_q$ обусловлены возмущениями, средняя интенсивность которых больше в последнем случае; эта часть возмущений, будучи солнечной суточной вариацией, может быть обозначена через S_D и названа возмущенной суточной вариацией. В средние по возмущенности дни на вариацию S_q накладывается вариация S_D малой интенсивности, образуя полную суточную вариацию S , в возмущенные же дни S комбинируется с S_D , имеющей гораздо большую интенсивность.

Вариации D , S_D , D_m , D_{st} и D

Возмущения в средних и низких широтах содержат много неправильных вариаций, но включают часть, которая систематически связана с временем дня, определяясь как часть вариации S_D . Если мы могли бы отделить возмущенные изменения от других, которые происходят одновременно (обусловленные S_q , L и вековой вариацией

цией), и затем вычесть из возмущенных изменений эту систематическую часть S_D , то разность оказалась бы не вполне неправильной. В фактически наблюдаемом возмущении D имеется часть, которая изменяет среднее суточное значение элементов так, что H убывает, а V растет. Эта часть D может быть найдена вычитанием средних значений элементов для спокойных дней из таковых для всех дней или возмущенных дней; разность имеет один и тот же знак в обоих случаях, но по абсолютному значению она больше для возмущенных, чем для всех дней, как и надо было ожидать. Часть D , которая соответствует этому среднему изменению в средних значениях элементов, может быть обозначена D_m ; она является средним суточным значением части D , которая может быть обозначена через D_{st} ; последнее обозначение связано с вариацией „storm-time“ (стр. 90). Если не только S_D , но также и D_{st} вычитается из D , остаток оказывается совсем неправильным и может быть обозначен через D_f .

Зависимость S_q и S_D от местного времени

Счастливой закономерностью в большой массе фактов, относящихся к S_q и S_D , является то, что для данной эпохи эти суточные вариации зависят, главным образом, от широты и от местного времени и не зависят от долготы. То же самое справедливо и для вариации, рассматриваемой относительно местного лунного времени. Это значит, что упомянутые вариации в существенном одинаковы на всех станциях вдоль любого круга широты в соответствующее местное время. В значениях, например, суточной вариации H на различных точках вдоль экватора имеется, вероятно, меньшая разница, чем в значениях суточной вариации температуры воздуха на континенте и на океанических станциях вдоль экватора. Это замечание особенно приложимо к средним и низким широтам; в высоких широтах наклонность магнитной оси делает долготу более значимой, но даже и там

суточные вариации оказываются почти теми же в соответствующее местное время в точках одной и той же магнитной широты (стр. 28).

Таким образом S_q и S_D , в любую данную эпоху, зависят от двух переменных: широты φ и местного времени t , вместо трех переменных: именно, φ , t и долготы λ . Следовательно каждая из этих двух типов суточных вариаций может быть иллюстрирована одной сеткой кривых для каждого элемента, дающей суточные вариации для ряда широт в зависимости от местного времени.

Географическое распределение полей S_q и S_D

Суточные магнитные вариации S_q и S_D , так же как и лунные суточные вариации L и часть D , именно D_m (или D_{st}) и D_i , вполне могут мыслиться обусловленными независимыми магнитными полями, наложенными на главное поле и друг на друга. Поля S_q и S_D и также поле L определяются в каждом месте в данное время при помощи соответствующего вычитания трех элементов из их средних значений; подобным образом определяются поля для D_m , D_{st} и D_i . Можно ожидать, что поле D_i имеет неправильное географическое распределение, меняясь со временем также неправильно; можно еще ожидать, что другие поля S_q , S_D , L и D_m (или D_{st}) могут оказаться более правильными и простыми. Конечно, трудно наглядно представить векторные поля, особенно, когда они меняются со временем. Однако тот факт, что S_q , S_D и L зависят от широты и местного (солнечного или лунного) времени и не зависят от долготы, много помогает в составлении мгновенной картины этих полей. Это может быть объяснено более просто рассмотрением любого геофизического элемента, который зависит от местного (солнечного) времени, например температуры воздуха или какого-либо магнитного элемента (вместо рассмотрения вектора магнитной силы, который имеет три компоненты). Для выяснения нашей идеи будет вполне достаточно, если мы рассмотрим рав-

ноденственные эпохи, в марте и сентябре, когда земная ось ON перпендикулярна к линии, соединяющей ее центр O с центром C солнца. Пусть P обозначает какую-либо точку на земле, на некоторой широте φ . Когда земля вращается, P описывает окружность вокруг оси ON . Местное время в P выражается углом, отсчитываемым во времени (24 часа эквивалентны 360°), между меридиональной полуплоскостью ONP через P и меридиональной полуплоскостью ONC' , являющейся продолжением полуплоскости, содержащей C ; этот угол обозначен через θ на рис. 8, в котором земля предполагается видимой вдоль ее оси, смотря по направлению к северному полюсу. Таким образом местное время в P есть просто долгота P относительно полуплоскости ONC' , которая фиксируется в пространстве так, как

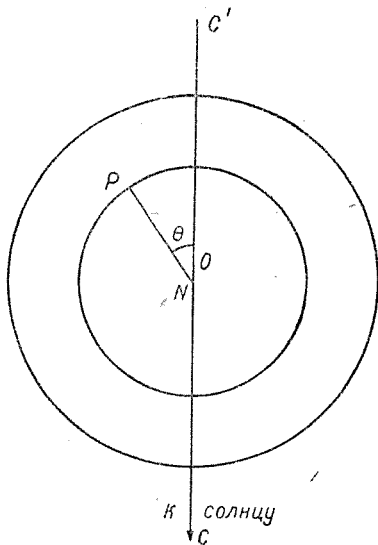


Рис. 8.

она видима с солнца, хотя ее географическая долгота на вращающейся земле меняется постоянно. Когда P достигает какого-либо данного положения по отношению к солнцу, соответствующего данному местному времени, мы предполагаем, что геофизический элемент, который мы рассматриваем, имеет определенное отклонение Δ от своего среднего значения и что Δ является одним и тем же для всех пунктов на широте φ в то же самое местное время θ ; это и значит, что суточная вариация

зависит только от φ и местного времени. Таким образом суточная вариация на широте φ может быть рассматриваема или как вариация со временем на каждой станции или как вариация, соответствующая прохождению каждого пункта через серию положений (относительно меридиональной полуплоскости ONC или ONC'), из которых каждое характеризуется частным значением Δ . Обозревая ситуацию в последнем случае, мы изображаем распределение Δ на поверхности земли, как функцию от φ и θ ; это распределение фиксировано по отношению к солнцу и постоянно изменяется по отношению к вращающейся земле. Распределение Δ может быть нанесено на карту, если желательно, посредством линий через точки, где Δ имеет данные значения; карта, построенная таким образом, не будет, однако, показывать характерные географические черты земли, такие как моря и континенты, так как они беспрестанно перемещаются относительно распределения Δ , или, как можно предпочтительнее сказать, распределение Δ беспрестанно меняется относительно земли, вращаясь вокруг оси ON подобно кажущемуся суточному вращению. Этот способ рассматривания суточной вариации Δ служит только вспомогательным средством изображения и, если желательно, нанесения ее, как целого, на карту; он не предполагает гипотез относительно причин, производящих вариацию, и заменяет понятие вариации во времени данного элемента в бесчисленных точках земли понятием вращения земли вокруг распределения Δ , фиксированного относительно солнца, т. е. понятием постоянного распределения Δ . Распределение Δ , рассматриваемое тогда как почти постоянное в течение отдельного дня, может, конечно, постепенно изменяться с сезонами.

Простейшее геофизическое свойство, которое может быть рассматриваемо вышеуказанным путем, есть дневной свет или темнота. Полусфера, обращенная к солнцу, освещена, в то время как противоположная полусфера темна, поскольку это касается прямого солнечного света. Каждая точка P на любой широте подвержена суточной

вариации света и темноты, когда она проходит свой путь вокруг оси, от темной до освещенной солнцем полусферы и обратно, опять к темноте.

Другое простое свойство, которое подвержено суточной вариации, резко зависящей от местного времени, есть температура воздуха. Распределение температуры, бывающей выше на освещенной солнцем полусфере, чем на темной полусфере, приблизительно, фиксировано по отношению к солнцу. В этом случае, однако, распределение температуры не строго постоянно относительно солнца, но несколько меняется, соответствуя различию в части земли (суша или море), обращенной к солнцу; иначе говоря, суточная вариация зависит как от географической долготы, так и от местного времени.

Подобным образом суточные вариации S_q и S_D могут быть мыслимы, как указывающие на существование двух магнитных полей, распределенных определенным образом и постоянных по отношению к солнцу. Не требуется на этой стадии, однако, делать попыток составления определенной картины этих полей: этот вопрос будет рассмотрен ниже (стр. 71).

Поле D

Магнитное возмущение может быть рассматриваемо, как добавочное быстротечное магнитное поле D , накладывающееся на главное поле и на поле S_q . Поле D будет включать поле S_D , которое фактически является частью D , имеющей правильную зависимость от ориентации земли относительно солнца. Остаток поля D может быть разделен на часть D_{st} , которая является симметричной относительно земной оси, но которая изменяется со временем как по форме, так и по интенсивности, и остающуюся часть D_i , которая со временем меняется неправильно и непостоянна в своем географическом распределении.

Поле L

Лунная суточная магнитная вариация L представляется, главным образом, зависящей от лунного местного времени, т. е. времени, отсчитываемого от момента, когда луна пересекает (верхний или нижний) меридиан на каждой станции. Она может считаться обусловленной наличием очень слабого магнитного поля L , которое имеет определенное распределение на поверхности земли, фиксированное по отношению к луне. Но распределение этого поля, как будет показано (глава IV, стр. 77), также сильно обуславливается солнцем.

Первой задачей изучения магнитограмм, собранных с многих обсерваторий, должно быть выяснение природы этих трех полей S_g , D и L вблизи земной поверхности. Это является необходимым шагом к дальнейшей цели — к определению распределения таких полей везде, внутри и над землей, — и к конечной цели — к объяснению физических причин или источников этих полей.

ГЛАВА III

СОЛНЕЧНО-СУТОЧНАЯ МАГНИТНАЯ ВАРИАЦИЯ ПО СПОКОЙНЫМ ДНЯМ

Кривые суточных вариаций S_q

Материал для изучения S_q состоит по существу из наблюдений солнечно-суточных неравенств (стр. 45) трех элементов, доставляемых обсерваториями на разных широтах. Эти наблюдения могут быть представлены кривыми, относящимися к отдельному элементу на каждой широте. Ординаты являются разностями значений элемента от его среднего значения для различных часов местного времени. Подобные кривые даны в левых столбцах *a* рис. 9, 10, 11 для обсерваторий или групп обсерваторий, именно:

- (1) Ситка — магнитная широта 60° .
- (2) Слуцк (б. Павловск) — магнитная широта 56° .
- (3) Пола, Потсдам, Гринвич — средняя магнитная широта 51° .
- (4) Цикавей, Сан Фернандо, Чельтенгэм, Болдунн — средняя широта 40° .
- (5) Батавия, Порто-Рико, Гонолулу — средняя широта 22° .

Кривые относятся к среднему из одного года или нескольких лет. Для станций с южной широтой φ кривые H имеют приблизительно такой же вид, как для северной широты φ , в то время как для Z и для склонения они представляются обращенными при переходе через экватор. Таким образом можно ожидать, что амплитуда кривых Z и склонения близка к нулю на экваторе;

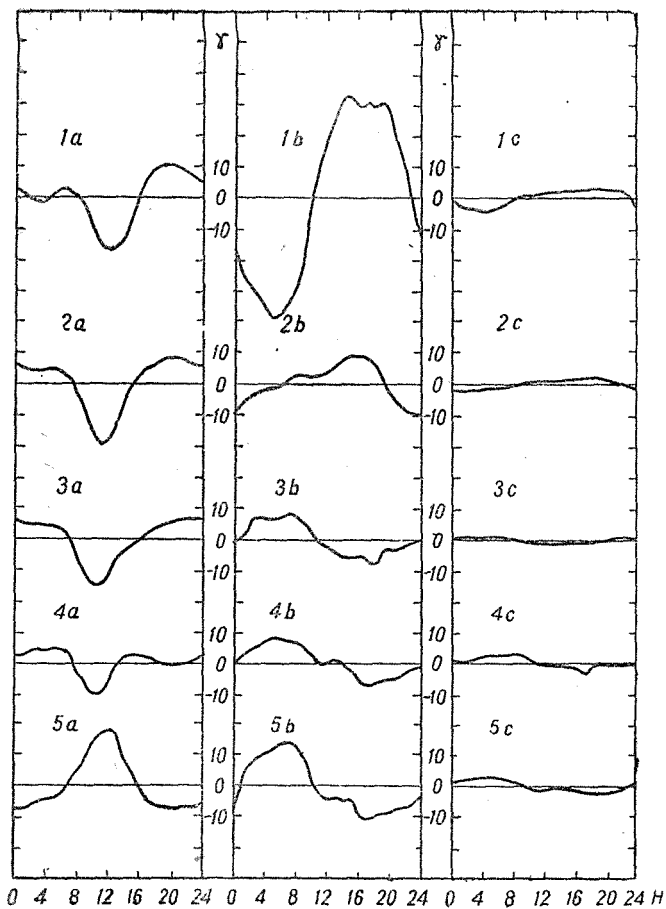


Рис. 9. Суточная вариация в H по спокойным и возмущенным дням.

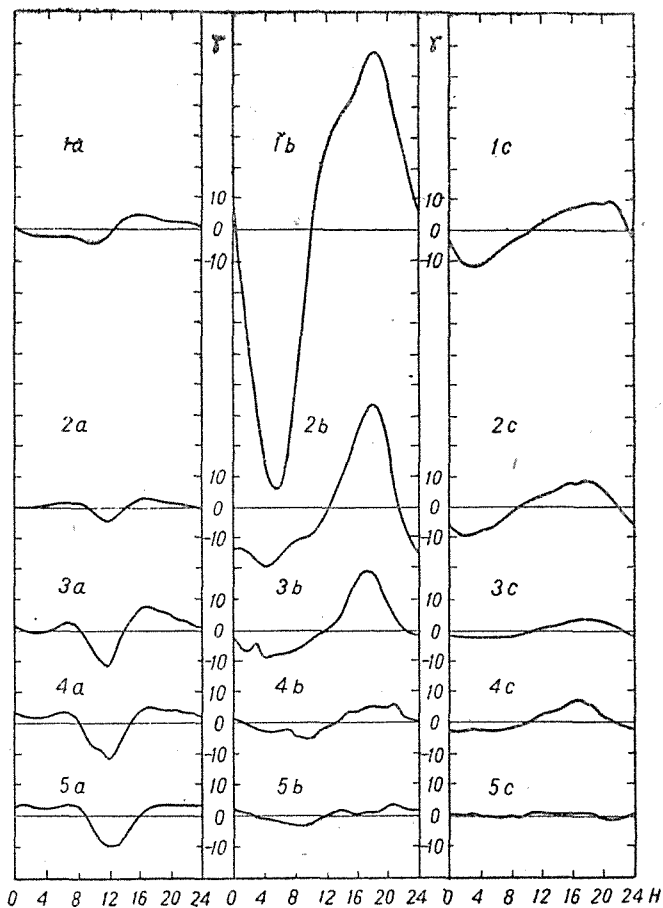


Рис. 10. Суточная вариация в V по спокойным и возмущенным дням.

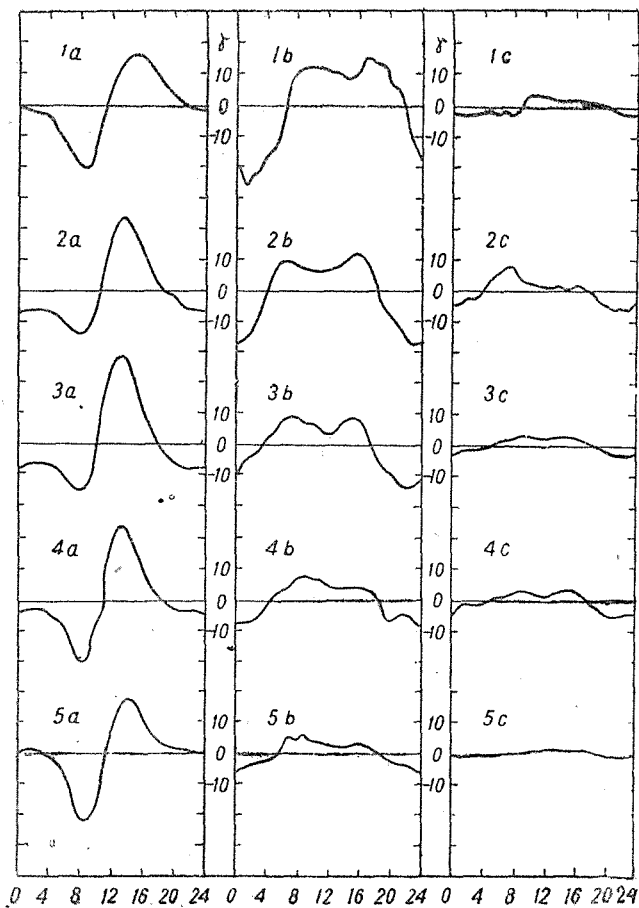


Рис. 11. Суточная вариация западного склонения по спокойным и возмущенным дням.

и на самом деле, обратимость кривых проходит через переходные стадии с амплитудой близкой к нулю.

Кривые b и c на рис. 9—11 представляют вариацию S_D , определенную из групп дней с различной интенсивностью возмущений. Кривые c определены из всех дней за вычетом спокойных дней и кривые b из дней значительно большей интенсивности. Ясно, что, как утверждается на стр. 45, S_D мало по сравнению с S_q для обычных дней, в пределах от широты -50° до $+50^\circ$, т. е. для кривых от 3 до 5; но в случае V кривые $1c$ и $2c$, для магнитных широт 60° и 56° , имеют большую амплитуду, чем кривые $2a$.

Векторные диаграммы для S_q

Другим методом представления S_q на какой-либо одной станции, принимающим в расчет векторный характер магнитного поля или силы F , являются векторные диаграммы. Пусть F представлено по направлению и (в некотором выбранном масштабе) по величине отрезком $O'P$, где O' есть фиксированное начало; если F меняется, конец P отрезка $O'P$ будет двигаться в пространстве. Если среднее положение P будет O , то OP будет представлять отклонение вектора F в какое-либо время от его среднего значения. При изучении S , L и D мы, главным образом, имеем дело с этим отклонением OP , а не со средним вектором $O'O$, который обычно значительно превосходит OP по длине.

Если мы ограничим внимание той частью магнитной вариации, которая имеет солнечно-суточный период, и, в частности, рассмотрим S_q , принимая в расчет непериодическую вариацию, то точка P ежедневно будет описывать замкнутую кривую. Удобно представить себе, что точки этой замкнутой кривой, которые соответствуют точным часам местного солнечного времени, обозначены на кривых и соответственно перенумерованы, так что указывается не только ход, но также и скорость хода вариации S_q . Эта кривая, с ее началом O , образует

так называемую магнитную векторную диаграмму S_q для рассматриваемой станции. Она вообще не является плоской кривой и, следовательно, не может быть совсем просто иллюстрирована на листе бумаги; по этой причине обычно рассматривают плоские проекции векторной диаграммы или на горизонтальную или на вертикальную плоскость. Горизонтальная проекция может быть начер-

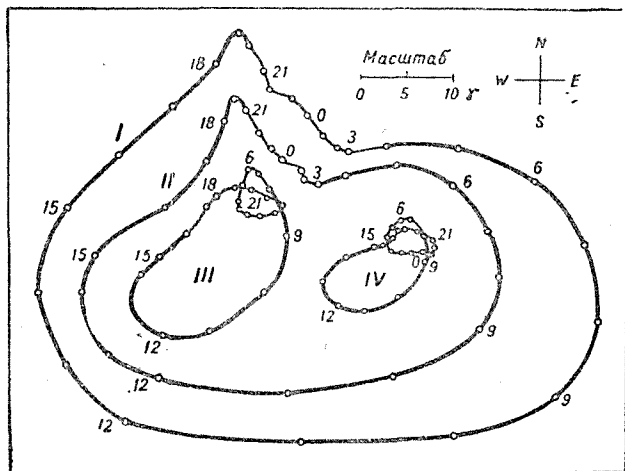


Рис. 12. Векторная диаграмма суточного хода магнитной силы в Гринвиче, 1889 — 1914 гг. (проекция на горизонтальную плоскость).

I—июнь, годы с максимумом солнечных пятен; II—июнь, годы с минимумом солнечных пятен; III—декабрь, годы с максимумом солнечных пятен; IV—декабрь, годы с минимумом солнечных пятен.

чена при рассматривании вариаций H и D (склонения) в отдельности; вариации H и Z подобным образом дают проекции на вертикальную плоскость, проходящую через направление компаса в (данной) точке и называемую плоскостью магнитного меридиана. Рис. 12 дает примеры горизонтальной векторной диаграммы для Гринвича. Внешние охватывающие кривые относятся к летнему

месяцу (июнь) и внутренние — к зимнему месяцу (декабрь). В этих кривых часть, которая описывается в течение часов дневного света, выделена жирной линией.

Контраст между дневными и ночными изменениями в S_q

Такие векторные диаграммы иллюстрируют замечательную особенность S_q , которую также можно видеть, хотя, возможно, менее отчетливо, в суточной вариации кривых для отдельных элементов: именно то, что вариация S_q больше по амплитуде и значительно быстрее протекает в течение часов дневного света, чем темноты. Оказывается, что поле S_q является более интенсивным и более быстро изменяющимся на полусфере, обращенной к солнцу, чем на темной полусфере. Это обстоятельство обнаруживает не только то, что солнце является основной причиной S_q , но также и то, что агентом, посредством которого солнце оказывает свое влияние, служит нечто вроде солнечного тепла и лучей света, распространяющихся вообще по прямым линиям от солнца и падающих только или главным образом на сторону земли, видимую с солнца.

Годовое изменение вариации S_q

Другой замечательной характерной чертой S_q , подтверждающей эту точку зрения, является годовое изменение амплитуды, а также и типа кривой S_q на станциях умеренных и высоких широт. Это иллюстрируется рис. 12, который сопоставляет летнюю (июнь) и зимнюю (декабрь) горизонтальную векторную диаграмму для Гринвича. Очевидно, что S_q много больше на данной станции летом, чем зимой. Соответственные диаграммы для других станций показывают вообще, что S_q тем больше, чем длительнее освещенность станции солнцем в течение суточного вращения земли.

В этом отношении S_q ведет себя аналогично суточной вариации температуры воздуха, которая, очевидно,

зависит от получения солнечных тепловых лучей; последние падают более прямо и получаются в течение большей доли дня летом, а не зимой.

S_q и цикл солнечных пятен

Однако S_q отличается от вариации температуры воздуха в одном важном отношении; ее амплитуда заметно

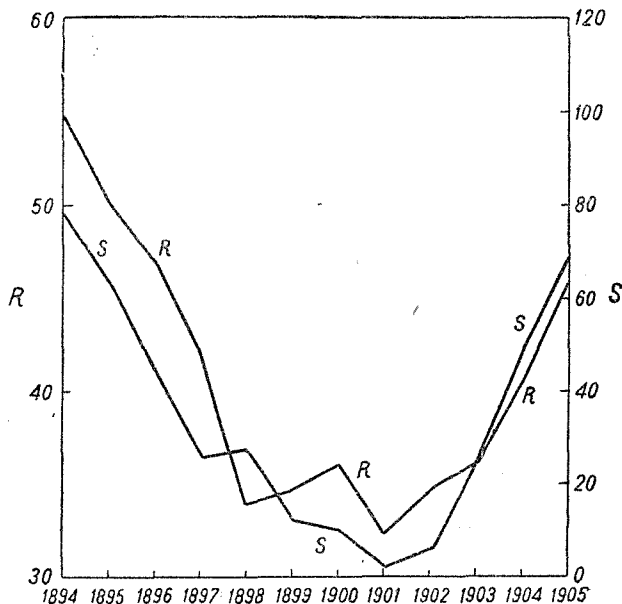


Рис. 13. Средний суточный ход R в H для Бомбея и годовое число солнечных пятен s .

больше в годы максимума солнечных пятен (см. стр. 39), чем в годы минимума; это также можно видеть на рис. 12, который дает и летние и зимние кривые для каждого типа года в отдельности. Кривые для годов максимума

солнечных пятен значительно шире, чем таковые для годов минимума. Этот замечательный факт не только подчеркивает заключение, что S_q обусловлено солнцем, но показывает, что солнечным агентом является не тепловая и световая радиация, которую мы можем непосредственно измерить, потому что интенсивность этой радиации если и меняется, то ничтожно, в зависимости от цикла солнечных пятен.

Изменение S_q с циклом солнечных пятен может быть также иллюстрировано сравнением изменений из года в год среднего годового значения суточной амплитуды R вариации S_q с средними годовыми числами солнечных пятен s (стр. 39), как показано на рис. 13. На этом рисунке R относится к вариации горизонтальной силы в Бомбее по спокойным дням; выбранным периодом является одиннадцатилетний цикл 1894—1905 гг. Очевидно, что изменения R и s , если не совсем строго параллельны, то весьма подобны. Имеется избыток фактов, свидетельствующих о наличии такого же эффекта для других лет, элементов и станций.

Эти факты относительно S_q могут быть просуммированы словами, что поле S_q является более интенсивным на освещенной, чем на темной полусфере земли, и (при солнцестояниях, когда северное и южное полушария неодинаково освещены солнечными лучами) более интенсивным на летней, чем на зимней полусфере; далее его интенсивность в целом изменяется в соответствии с циклом солнечных пятен, бывая от 50 до 100% больше при максимуме солнечных пятен, чем при минимуме солнечных пятен.

Изменчивость S_q изо дня в день

Другой интересной и важной характеристикой является изменение ее суточной амплитуды в день; это изменение кажется независимым от другого эффекта возмущения, так как оно при рассмотрении одних самых

...е полного принятия в расчет правильно. ...ого изменения амплитуды и также изменения амплитуды из года в год, связанного с солнечным циклом, обнаруживается, что солнечная амплитуда меняется неправильно изо дня в день. Это выявляется особенно хорошо, когда изучаются группы нескольких следующих друг за другом очень спокойных дней, которые встречаются достаточно часто (особенно в годы минимума солнечных пятен). Изменения амплитуды суточного хода S_q не пропорциональны для различных элементов даже на одной и той же станции и различны для одинаковых элементов на различных станциях; имеется, однако, некоторая корреляция, иногда значительная, а иногда очень малая, но, несомненно, всегда положительная, между изменениями суточной амплитуды S_q различных элементов и на одной и той же и на различных станциях. Если суточный ход всюду и во всех элементах изменяется изо дня в день в одном и том же соотношении, это соответствует изменению в интенсивности, без изменения в структуре поля S_q ; действительные изменения хода S_q показывают, что поле меняется несколько и по структуре так же, как и по интенсивности.

Математическое представление вариации S_q

Для некоторых целей важно выразить S_q в математических соотношениях. Первой стадией этого процесса является гармонический анализ кривой суточной вариации (суточного неравенства) для каждого элемента на той обсерватории. Кривая при этом представляется некоторым числом простых синусоидальных или косинусоидальных колебаний, имеющих период равный

суткам или простой дроби суток $\left(\frac{1}{2}, \frac{1}{3}, \frac{1}{4}, \dots\right)$;

математическое выражение отклонения от среднего в время t имеет вид:

$$r \cos nt + b_n \sin nt = a_1 \cos t + b_1 \sin t +$$

$$+ a_2 \cos 2t + b_2 \sin 2t + a_3 \cos 3t + b_3 \sin 3t + \\ + a_4 \cos 4t + b_4 \sin 4t.$$

Первые два члена ($n = 1$) представляют периодическую часть в целом солнечном дне, она называется суточной компонентой. Следующие два члена ($n = 2$) дают полу-суточную компоненту, т. е. часть периодическую для половины суток, и т. д. Дальнейшие члены могли бы быть добавлены, но обычно не включаются, так как члены, указанные здесь (до $n = 4$); дают хорошее приближение к наблюдаемой кривой. Восемь коэффициентов Фурье $a_1, b_1, a_2, \dots, b_4$ вычисляются для каждого элемента на каждой станции, и так как имеется три элемента, то каждая обсерватория дает 24 таких коэффициента. Каждый из них зависит от широты, и можно построить 24 диаграммы, показывающих, как каждый коэффициент изменяется с широтой; таким образом получается шесть кривых для каждой из четырех периодических компонент (n), именно кривые a_n и кривые b_n для каждого из трех элементов. Элементами, рассмотренными здесь, могут быть H, D, Z или же X, Y, Z ; три последних более подходят для дальнейшего рассмотрения.

Из этих 24 кривых можно получить достаточно простые математические выражения для зависимости каждого коэффициента Фурье от широты, используя для этой цели некоторые математические функции, которые специально применяются для математического представления физических величин, распределенных по сфере. Эта вторая стадия процесса математического представления называется сферическим гармоническим анализом, которому необходимо предшествует обычный анализ Фурье.

На деле было найдено, что для среднего за год хода S_q достаточно применять для каждой кривой одну отдельную сферическую функцию (различную вообще для отдельных кривых) для того, чтобы в первом приближении выразить математически зависимости от широты, доставляемые каждой из упомянутых 24 кривых.

Такое представление непосредственно через сферические функции применимо для элементов Y и Z , тогда как кривые, относящиеся к X , выражаются через производные от сферических функций, взятые по широте. Однако число различных сферических функций, фигурирующих при этом представлении, не равно 24, а меньше, так как каждые 6 кривых, относящихся к одной и той же периодической компоненте n ($n = 1, 2, 3, 4$), а именно кривые a_n и кривые b_n для каждого из трех элементов связаны все с одной и той же сферической функцией, обозначаемой обычно через P_{n+1}^n , и одна кривая от другой отличается только числовыми коэффициентами. Таким образом 24 кривые связаны только с четырьмя сферическими функциями $P_2^1, P_3^2, P_4^3, P_5^4$. Далее, кривые a_n и b_n для X характеризуются, приблизительно, теми же числовыми множителями, как и соответствующие две кривые Y ; соответствующие им две кривые Z дают два отличных от предыдущих множителя. Следовательно имеется только шестнадцать числовых коэффициентов (восемь для X и Y и восемь для Z ; в каждом случае один для каждого a_n и один для каждого b_n). Выражение таких многочисленных наблюденных данных при помощи немногих математических функций и коэффициентов является замечательным фактом, весьма упрощающим анализ и обсуждение материала.

При солнцестояниях (июнь и декабрь), когда в одном полушарии лето и в другом зима, распределение S_q менее просто, так как оно не симметрично по отношению к экватору. В последнем случае требуется восемь сферических функций вместо четырех.

Внешняя и внутренняя части поля S_q

Тот факт, что вариации S_q для X и Y выражаются через одинаковые сферические функции — с теми же числовыми коэффициентами, — указывает на то, что поле S_q вблизи земной поверхности обладает потенциалом. Это приводит к заключению, что поле S_q произведено магнит-

ными массами или электрическими токами, не расположенными в пространстве вблизи самой земной поверхности, где измеряется S_q . Далее, детальное рассмотрение разницы между парой числовых множителей, связанных с X и Y , и парой, связанной с Z (для каждой периодической компоненты), позволяет заключить, что поле S_q не производится источниками, расположенными целиком ниже земной поверхности (как это имеет место для основного магнитного поля земли), а также не производится источниками, лежащими целиком над землей. Оно возбуждается источниками, расположенными частично наверху и частично внизу, и каждая из двух частей поля может быть определена из сопоставления четырех упомянутых выше числовых множителей для каждой периодической компоненты. Этот анализ, возможность которого указана Гауссом, был впервые проделан Шустером. Его анализ и последующие анализы такого же рода (А. Шмидт и др.) показали, что главная („внешняя“) часть поля S_q имеет свой источник над землей; меньшая же („внутренняя“) часть, имеющая свой источник внутри земли, составляет от одной четверти до одной трети всего поля S_q вблизи земной поверхности. Вариации S_q , обусловленные внутренней и внешней частями поля, усиливают одна другую, поскольку это касается горизонтальной компоненты поля S_q , в то время как в вертикальной компоненте они противоположны по знаку. Внутренняя и внешняя части S_q несколько отличны по фазе, т. е. во времени, при котором они достигают своих максимумов; разность фаз почти одна и та же для всех четырех периодических компонент. Также и отношение амплитуд остается почти одинаковым для каждой из четырех периодических компонент.

Электромагнитная индукция внутри земли

В предшествующем отделе утверждение о разделении поля S_q на внешнюю и внутреннюю части выражает факты, совершенно лишенные гипотез. Естественно,

однако, рассмотреть, обусловлены ли независимыми причинами внутренняя и внешняя части поля S_q , которые с удобством могут быть обозначены через S_q^i и S_q^e . Сходство отношений амплитуд и разностей фаз для четырех периодических компонент выявляет причинное родство между двумя частями поля. Если это так, то мы можем ожидать, что внешняя часть S_q^e является причиной и внутренняя часть S_q^i эффектом, так как первая в три или четыре раза больше (вблизи земной поверхности), чем последняя.

Действительно, можно указать очевидный путь, по которому поле S_q^e могло произвести связанное с ним внутреннее поле, именно путь электромагнитной индукции. Изменение магнитного поля, окружающего землю, должно индуцировать электродвижущие силы в теле земли. Так как земля до некоторой степени является электрическим проводником, то эти электродвижущие силы будут возбуждать электрические земные токи; последние же будут производить изменение магнитного поля внутри и вне земли. На поверхности земли и над ней это изменение будет восприниматься как „наложение некоторого внутреннего“ поля, производимого источниками, лежащими внутри земли.

Если бы мы знали электропроводность κ во всех точках земли, то определение распределения земных токов и структуры связанного с ними внутреннего магнитного поля, индуцированного известным внешним полем S_q^e , было бы простой вычислительной операцией. Если бы вычисленное таким образом внутреннее поле согласовалось с полем S_q^i , определенным непосредственно из магнитных наблюдений, то последнее было бы вполне объяснено. Мы могли бы заявить как факт, а не только как гипотезу, что внутреннее поле S_q^i есть вторичное поле, индуцированное первоначальным внешним полем S_q^e . В действительности, однако, наши непосредственные знания об электропроводности земли не простираются дальше глубины, самое большее, нескольких миль.

По этим обстоятельствам естественно продолжать

изыскания путем вычисления внутреннего поля, которое индуцируется полем S_q^e в „модели“ земли, имеющей размеры одинаковые с действительной землей и обладающей некоторым простым предположительным распределением электропроводности. Простейшее предположение это то, что проводимость χ повсюду одинакова. Вычисления в этом случае показывают, что для каждой периодической компоненты первоначального поля разность фаз между ним и полем, им индуцированным, зависит только от χ , а не от величины сферы. Для полей с периодом в сутки или в половину, треть или четверть суток (как для S_q) вычисленные разности фаз почти равны, и их знак такой же, как для разностей фаз, найденных анализом действительных наблюдений S_q . Величина этих наблюдаемых разностей фаз соответствует некоторому значению χ , именно $3,6 \cdot 10^{-13}$ CGS, которое меньше, чем χ , для морской воды ($4 \cdot 10^{-11}$), но больше, чем χ , для сухой земли или камня (10^{-15}).

Наблюдаемые отношения амплитуд для внешней и внутренней части S_q на земной поверхности для четырех периодических компонент не согласуются с таковыми, вычисленными для этого значения χ , если предполагать, что последнее относится ко всей земле. Но небольшое различие распределения χ могло бы привести в достаточное соответствие вычисление и наблюдение как для отношения амплитуд, так и для разностей фаз: именно, достаточно предположить однородное распределение χ вышеупомянутого значения $3,6 \cdot 10^{-13}$ по сфере концентричной с землей, но радиуса на 4% меньше, чем у земли, при наличии непроводящего вещества во внешнем 4-процентном слое толщиной около 160 миль.

Таким образом возможно объяснить поле S_q^i , как обусловленное индукцией от поля S_q^e в модели земли, с указанными простыми свойствами, которые вполне приемлемы с геофизической точки зрения. Эти факты кажутся подтверждающими вывод, что действительное поле S_q^i целиком производится этим путем, так что для объясне-

ния поля S_q остается только искать причину для внешней части S_q^e .

Однако нет необходимости предполагать, что проводимость внутри земли равна нулю до глубины 160 миль и постоянна в ядре ниже этой глубины с вышеупомянутым значением χ . Это только одно из возможных распределений χ , согласующееся с фактами относительно S_q , но оно может быть не единственным. Действительно, океаны более проводящи, чем предполагаемое ядро, но они относительно мелки, и их прерывистое географическое распределение уменьшает их влияние, как областей возникновения вторичного поля S_q^i путем индукции; можно ожидать, однако, что океаны будут иметь достаточное влияние на внутреннюю часть поля S_q , создавая разницу между S_q на компонентах и над океанами. Солидная часть внешнего 160-мильного слоя, которая не является абсолютно не проводящей, может также иметь некоторый эффект; но этот эффект будет мал по сравнению с таковым от ядра, если χ для большей части этого слоя имеет значение 10^{-5} , как для сухой земли или камня. Переход к значению $\chi = 3,6 \cdot 10^{-13}$ для ядра не может быть, однако, совсем внезапным, как это рассматривается в модели земли.

Распределение индуцированных токов внутри ядра может быть вычислено так же, как и магнитное поле на земной поверхности, обусловленное токами на любой глубине. Найдено, что внутренняя часть поля S_q на поверхности зависит, главным образом (именно на 90°), от токов внутри одной пятой глубины ядра от его поверхности. Токи на глубине половины радиуса ядра или ниже не имеют заметного влияния на поверхностное поле.

Изменение значения χ в этой области не может быть обнаружено по наблюдениям поля S_q .

В действительности имеется некоторая вероятность того, что χ возрастает вниз довольно быстро между глубиной около 160 миль и глубиной 400 миль или больше. Для получения χ на последней глубине или

ниже мы должны изучить магнитные вариации с периодом гораздо более продолжительным, чем одни сутки.

Магнитная проницаемость внутри земли

Результаты вычислений, относящихся к предыдущим отделам, получены в предположении, что магнитная проницаемость μ внутри земли равна единице, т. е. что вещество земли является немагнитным. Вычисления обычно зависят более от отношения $\frac{\kappa}{\mu}$, чем от одного κ , т. е.

если бы μ было больше единицы, то выводимое значение κ должно было бы возрастать в этом соотношении. Имеется надежда из наблюдений магнитного возмущения решить вопрос существенно ли превосходит μ единицу в какой-либо значительной части земного объема, но это не было до сих пор сделано. По физическим основаниям, однако, кажется невероятным, чтобы μ значительно превосходило единицу. Большее значение μ должно, повидимому, привести к выводу о существовании ферромагнитных веществ внутри ядра. Но при обычных давлениях железо теряет свою магнитность при 860°C — температуре, достигаемой на глубине около 60 миль; и возрастающее давление влияет только понижающим образом на температуру, при которой железо перестает быть магнитным (стр. 36).

Внешняя часть S_q^e поля S_q

Проблема происхождения поля S_q теперь сводится к таковой для ее внешней части S_q^e . Последняя непосредственно известна только на поверхности, но ее значение может быть вычислено на любой высоте, где нет магнитных масс и электрических токов. Воздух практически немагнитен и является непроводником до высоты около 90 км, над которой имеются два основных ионизированных слоя, один (слой E), приблизительно, на 100 км и другой (слой F) на 200 или 250 км высоты,

с дополнительными слоями в промежутке. Эти слои ионизируются днем солнцем, и содержание ионов в них убывает ночью. Порядок величины максимального содержания электронов на 1 см^3 в слое E равен 10^5 и в слое F больше, приблизительно, в пять раз. Содержание электронов выше слоя F неизвестно, но меньше, чем в слое F .

Так как нет магнитной материи (в обычном смысле) над земной поверхностью, то поле S_q^e может быть произведено в некоторой ионизированной области. Последняя, вероятно, расположена в нашей атмосфере и днем ионизируется солнцем, как слои E и F ; это заключение согласуется с наблюдаемым распределением поля S_q (которое более интенсивно на освещенной, чем на темной полусфере), в то время как вероятность того, что ионизированная область существует или может поддерживаться вне земной атмосферы, мала. Между тем, атмосфера относительно тонка по сравнению с радиусом земли. Следовательно поле S_q^e можно предположить происходящим в тонком сферическом слое атмосферы, концентричным с землей.

Сферический гармонический анализ поля S_q и результирующее выражение для внешней части S_q^e , к счастью, дают средство для вычисления силы и направления системы токов, текущих в таком тонком сферическом слое, которые могут произвести поле S_q^e ; или же, альтернативно, гармонический анализ указывает это распределение намагничивания в такой оболочке, которое может произвести поле S_q^e . Такая система токов или такое распределение намагничивания только единственно могут отвечать полю S_q^e , или же две эти причины могут соединенно отвечать; третья альтернатива не представляется возможной.

Атмосферная система S_q^e электрических токов

Рис. 14, 15 иллюстрируют распределение атмосферной системы электрических токов, которые должны производить поле S_q^e . Они начерчены в меркаторской проекции, но их меридианы долготы не точно фикси-

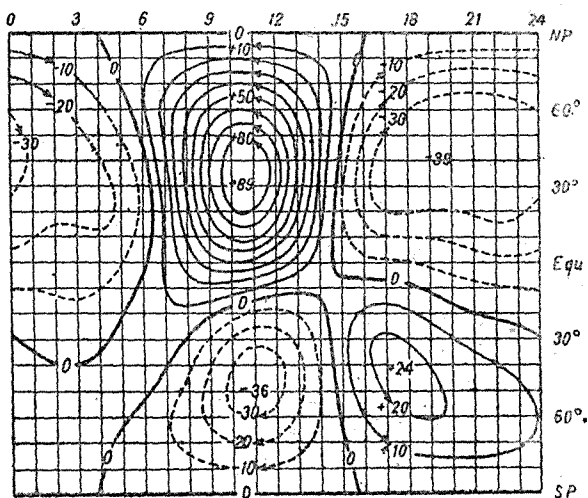
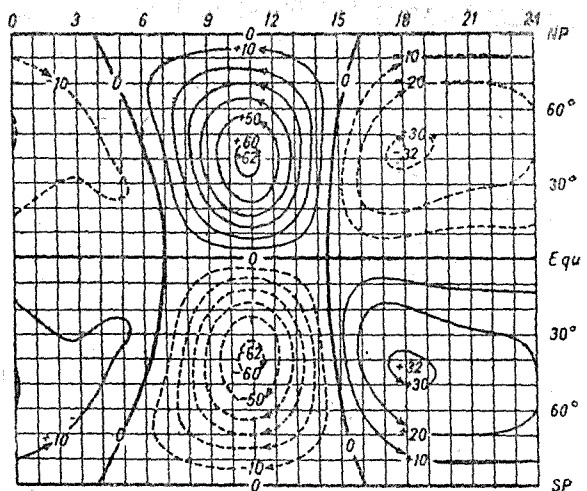


Рис. 14 и 15. Атмосферная система токов S_b^e :
 наверху для равноденствий (рис. 14) и внизу
 для июня (рис. 15).

рованы относительно земли, а вращаются вместе с солнцем: т. е. распределение токов кажется всегда таким, как это видно с солнца, за исключением постепенных сезонных изменений (стр. 50). Рис. 14 относится к равноденственным периодам, а рис. 15 к июню — сезону северного лета и южной зимы. Замкнутые кривые показывают направления течения токов и начерчены на таких расстояниях друг от друга, что 10 000 А текут между каждой парой смежных линий тока. Токи текут по четырем главным системам контуров, двум северным и двум южным по отношению к экватору при равноденствиях, хотя при солнцестояниях системы контуров в летней полусфере (северная на рис. 15) относительно больше таковых в зимней полусфере и распространяются через экватор в эту полусферу. Из двух систем контуров по каждую сторону от экватора одна, приблизительно, расположена на освещенной и другая на ночной полусфере, и первая является более интенсивной; полный ток в дневном контуре равен 62 000 А при равноденствиях, поднимаясь до 89 000 А летом.

Возможно, что добавочные электрические токи текут вокруг земли вдоль параллелей широты; такие токи содействовали бы общему полю земли, не возбуждая поля S_q^e ; наличие токов по параллелям видоизменило бы токовые линии на рис. 14 и 15.

Возможные причины системы S_q^e электрических токов

Является неизвестным, обусловлено ли поле S_q^e системой электрических токов в верхней атмосфере. Предположим для обсуждения, что это так. Магнитные данные не дают указаний относительно той высоты над землей, на которой эти токи будут расположены: последняя должна быть определена из независимых данных, например из данных, доставляемых исследованием распространения ридиоволн в атмосфере. Из сведений, полученных таким образом, можно заключить, что слой E или F , или оба являются наиболее вероятными областями для

токов. Физические условия в этих слоях весьма различны, не считая более сильной ионизации в слое F ; воздух более разрежен и возможно теплее в слое F , чем в слое E .

Если бы мы знали, как изменяется ионизация в слоях E и F за период многих лет, то можно было бы выяснить, который из них служит источником поля S_q^e , путем изучения соответствия между изменениями общей интенсивности S_q и изменениями ионизации в одном или другом слое; но данные по наблюдениям радиоволн, касающиеся верхней атмосферы, не простираются во времени достаточно далеко назад, чтобы позволить сделать это. В настоящее время высота слоя, служащего источником поля S_q^e , остается под сомнением.

Были предложены две возможные гипотезы для объяснения возникновения системы токов типа, показанного на рис. 14 и 15. В соответствии с одной теорией, известной под названием теории атмосферного динамо, токи индуцируются конвекционным движением атмосферы в земном постоянном магнитном поле; суточное и полусуточное движение атмосферы происходит на некотором основном уровне, и движения этого рода в слоях E или F должны индуцировать в них систему токов правильного типа. Мы не можем быть уверены, что движение атмосферы на таких высотах имеет тот же характер, как и вблизи земли, но предполагая, что это так, мы можем вычислить потребную электропроводность токового слоя; величина последней оказывается того же порядка, что и вероятная проводимость слоя E в целом (а возможно и несколько больше), которая сама, вероятно, возбуждается от таковой слоя F (где, в соответствии с разреженностью атмосферы на этих уровнях и с наличием магнитного поля, электропроводность по направлению поперек магнитного поля гораздо меньше, чем вдоль поля). Данные, необходимые для испытания теории динамо, в настоящее время на деле еще отсутствуют, вследствие нашего незнания конвекционного движения на высоких уровнях и вследствие того, что проводи-

мость зависит от плотности атмосферы, которая там еще не определена.

Другая теория, известная под названием теории дрефт-токов, предлагает иное объяснение возникновения токов. В разреженных атмосферных слоях, где электроны и ионы свободно закручиваются по спиралям вокруг силовых линий земного магнитного поля, вес этих частичек заставляет их двигаться по трохоидам с общим переносом к востоку для положительных ионов и к западу для электронов; эти два движения вместе дают электрический дрефт-ток по направлению к востоку. Если бы ионизация была одинаковой всюду вдоль каждого круга широты, токи были бы также одинаковы вдоль каждого круга и не производили бы какой-либо суточной вариации поля; но действительное неравенство ионизации от дня к ночи заставляет токи отклоняться от параллелей широты, и это внушает мысль (хотя теория дрефт-токов не проработана в деталях, как это имеет место для динамной теории), что результирующее распределение токов могло бы быть правильного типа и должного порядка величины. Пока эта теория не будет вполне развита, ее достоинства или недостатки не могут быть должным образом оценены. Для настоящего времени происхождение системы токов S_q^e (если система токов является причиной вариации S_q^e) должно оставаться под сомнением, хотя исключительно большие вариации S_q , обнаруженные в Гуанкайо в Перу, говорят скорее за динамную теорию.

Диамагнитная теория поля S_q^e

Третьей теорией происхождения поля S_q^e , которая в действительности была второй в хронологическом порядке, является предположение, что поле S_q^e обусловлено диамагнетизмом ионизированных слоев. Спиральное движение электронов и ионов в слоях E и F , которые не находятся в термодинамическом равновесии, должно делать эти слои диамагнитными. Распределение диа-

магнетизма правильного типа должно производить поле, качественно подобное полю S_q . Интенсивность диамагнетизма зависит от числа наличных электронов и ионов и от их предполагаемой скорости, которая будет зависеть от температуры ионизированного слоя. Температура в слоях E и F неизвестна, но если она очень высока (выше 1000°C), то диамагнитная теория оказывается несостоятельной для расчета поля.

Изменение ионизации из года в год

Оставляя временно открытым решение вопроса о происхождении поля S_q^e , мы должны отметить пункт, общий всем трем теориям: интенсивность поля регулируется степенью ионизации в слое, где возникает поле S_q^e . Следовательно эта ионизация, подобно самому полю S_q^e , должна быть значительно больше в годы максимума солнечных пятен, чем в годы минимума. Это означает вариацию солнечного ионизирующего агента, которая значительно превосходит в течение солнечного цикла вариацию радиации, получаемую на основном уровне ионизации. Если солнечным ионизирующим агентом является хотя бы отчасти ультра-фиолетовая радиация, то, значит, этот конец солнечного спектра изменяется гораздо больше в течение цикла солнечных пятен, чем длинноволновая радиация, которая в состоянии пройти через всю атмосферу земли. Является вероятным, что нейтральные солнечные корпускулы также играют роль в ионизации верхних слоев атмосферы.

Влияние солнечного затмения на S_q и на ионизированные слои

Было найдено при помощи измерений над радиоволнами, что в течение полного затмения солнца ионизация верхних слоев воздуха в области затмения убывает, приблизительно, наполовину. Это должно воздействовать на систему токов или диамагнетизм, которыми может быть

обусловлено S_q . Были сделаны попытки наблюдать изменение в S_q , которое, таким образом, должно произойти, но до сих пор еще не оказалось возможным установить с определенностью это изменение.

Наблюдения обнаруживают, что убывание ионизации слоев E и F в течение солнечного затмения происходит только в области затмения и во время затмения. Если бы ионизация была обусловлена нейтральными корпускулами солнца, двигающимися со скоростью много меньшей, чем скорость света, то убывание ионизации должно было бы происходить раньше самого затмения и к востоку от затемненной области. Таким образом является доказанным, что слои E и F ионизируются, главным образом, ультрафиолетовым излучением (или корпускулами, двигающимися практически с той же скоростью). Возможно, что дальнейшие наблюдения смогут обнаружить наличие еще других слоев, ионизированных нейтральными корпускулами.

ГЛАВА IV

ДНЕ-СУТОЧНАЯ МАГНИТНАЯ ВАРИАЦИЯ

Вычисление

Дне-суточная магнитная вариация S может быть получена из ежечасных магнитных данных для каждого элемента при помощи вычитания из каждого часового значения в течение месяца среднего отклонения от месячных часовых значений, полученных таким образом, и также являются вследствие магнитного возмущения и такие значения вариации L . Предположим, что эти исправленные значения перегруппированы в ряды, содержащие каждый 24 или 25 последовательных значений так, что начальное значение в каждом ряду относится к часу, ближайшему к началу лунной кульминации. Беря среднее значение из колонн, можно допустить (если только число рядов, каждый из которых соответствует одним лунным суткам, достаточно велико), что вариации, обусловленные магнитным возмущением, выравняются, не будучи связанным с лунным временем. Серии часовых значений будут таким образом, давать среднюю дне-суточную магнитную вариацию, или лунно-суточную магнитную вариацию S гораздо больше, чем L , и поэтому не требуются никакие дополнительные меры предосторожности.

...она может
...подобно тому

среднее значение L имеет полу-
Вариация L может быть определена из
за данный период, например за год, или из всех
в группе месяцев, например за все январь некото-
числа лет. Обнаруживает замечательный характер; графи-
 L для любого элемента колебания; иначе говоря, L имеет
синусоидальный характер. Для различных станций или эле-
ментов L , конечно, различается по амплитуде и фазе
(т. е. по разности между двумя равными максимумами
и двумя равными минимумами и по времени — разделен-
ному на четверть лунных суток, — при котором проис-
ходят эти максимумы и минимумы). Если скобиниро-
вать кривые по отдельным элементам для построения
векторной диаграммы, то они дают овальную кривую,
которая дважды описывается за сутки, центральная кри-
вая на рис. 16 представляет такую векторную диаграмму
в горизонтальной плоскости.

L при отдельных лунных фазах

Возможно, однако, определить L из числа всех дней
или одинаковой в узких пределах первой четверти, пол-
ны, например: при новолунии, первой фазе или
полнолунии и последней четверти. Каждая фаза или
четверть соответствует определенной разности между часами
солнца и лунного времени, так что определенный
света (или темноты) будет совпадать с раз-
ными частями лунного дня, при различ-

остальная ночная часть. Это показано на рис. 16; центральная кривая в верхней половине этого рисунка дает вектор горизонтальной силы H , по определениям в Слуцке (б. Павловске), из некоторого числа целых солнечных месяцев; эта кривая является почти эллипсом, дважды описываемым за сутки. Вокруг этого эллипса расположены векторные диаграммы, полученные для восьми эпох лунного месяца, от новолуния, через полнолуние, и снова к новолунию. Расширение петли в изменяющейся освещенной части лунного дня отмечается отчетливо.

Годовое изменение вариации L

Нижняя половина рис. 16 дает соответствующие зимние диаграммы для среднего месячного значения L и для L при двух лунных фазах; эти диаграммы показывают, на сколько меньше L зимой, чем летом, на рассматриваемой станции (Слуцк) в широте 60° . В сравнении с рис. 12 (стр. 58) для S_q в Гринвиче, на широте только незначительно низшей, рис. 16 иллюстрирует факт (имеющий место и при изучении данных для других станций), что годовое изменение L значительно больше, чем таковое для S . Этот факт иллюстрируется более наглядно и возможно поэтому более убедительно в системе токовых диаграмм (рис. 18, 19), приведенных на стр. 85.

Отношение L к циклу солнечных пятен

Так как L тесно связано с солнцем, как показывается большей активностью L в течение часов солнечного света, чем в течение ночи (рис. 16), и также ее значительным годовым изменением, то естественно ожидать, что L подобно S , будет обнаруживать изменения из года в год в приблизительном соответствии с одиннадцатилетним циклом солнечных пятен. Однако это ожидание к удивлению не находится в согласии с фактами. Нелегко иллюстрировать это посредством диаграмм

L , соответствующих рис. 13 (стр. 60), по той причине, что один год не является достаточно продолжительным, чтобы произвести надежное определение L . Поэтому необходимо определять L для групп лет, классифицированных в соответствии с их средним числом солнечных

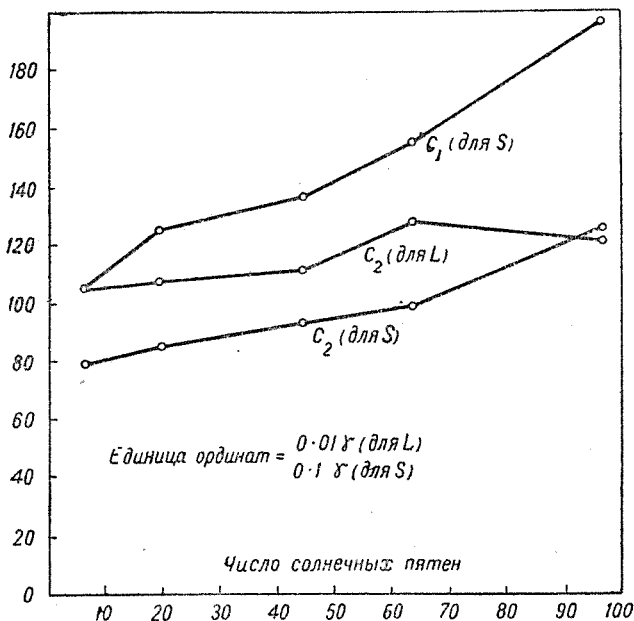


Рис. 17. Зависимость от солнечной пятнистости гармонических компонент C_2 и C_3 суточной вариации S и L .

пятен; удобно также для сравнения определить значение S_q для той же группы лет. Диаграмма, на которой диапазон (или некоторый другой индекс) величины S_q и L нанесен против среднего числа солнечных пятен, покажет тогда, что, хотя S_q возрастает почти вдвое при переходе от групп с меньшим к группам с наибольшим значением числа солнечных пятен, L обнаруживает только

очень незначительное возрастание. Рис. 17 является такой диаграммой, построенной для S_q и L для гринвичского магнитного склонения и основанной не менее чем на 63-летних ежечасных данных для этого элемента. Для представления величины хода L , который является чисто полусуточным, взят полуразмах (амплитуда) C_2 по средним данным за год; для S_q используются два показателя: амплитуда C_2 полусуточной компоненты (которая есть не что иное, как $\sqrt{a_2^2 + b_2^2}$, стр. 62) и другая амплитуда C_1 суточной компоненты. Масштаб кривой C_2 (лунного) в десять раз больше, чем для солнечных кривых C_1 и C_2 .

Изменения L изо дня в день по спокойным дням

Было бы чрезвычайно интересно знать, подвержено ли L , подобно S_q , изменениям хода изо дня в день по спокойным дням; но нет большой надежды обнаружить, так это или не так, потому что невозможно определить L для отдельного дня; однако может оказаться возможным определение L для группы спокойных дней, для которых ход S_q больше или меньше нормального, и таким образом определить, следует ли ход L , в среднем, такому же течению, как и ход S_q .

Изменение L вместе с магнитной активностью

Солнечно-суточная вариация содержит часть S_q , которая проявляется в своем чистом виде при спокойных днях и не пропадает также во время возмущенных периодов, но тогда она комбинируется с другой частью S_D , которая является постоянной по форме, изменяясь по интенсивности параллельно с общей степенью возмущения. Интересно проверить, остается ли L той же самой как в возмущенные, так и в спокойные дни, путем определения L отдельно от групп дней, классифицированных в соответствии с их магнитной активностью.

Таким образом найдено, что L возрастает по ампли-

туде, очевидно, без какого-либо большого изменения формы на отдельных станциях, вместе с возрастанием и возмущенности. Возрастание L варьирует очень сильно для различных элементов и для различных станций. Для склонения в Батавии, к югу от магнитного экватора, L изменяется почти в десять раз при переходе летом от шестидесяти спокойных к шестидесяти наиболее возмущенным дням за год; для склонения в Гринвиче возрастание много меньше, только в два раза (хотя и это, конечно, является значительным изменением); изменения L для других элементов и станций лежат между указанными пределами. Являются необходимыми дальнейшие изыскания по этому важному соотношению между L и магнитной возмущенностью, которые должны будут пролить больше света на физическую причину L .

Математическое представление L

Процессы гармонического и сферического гармонического анализа могут быть приложены к L совершенно так же, как и к S (стр. 62). Найдено, что полусуточная компонента L является постоянной по фазе за месяц, в то время как фазы других компонент подвержены правильному месячному изменению; фаза первой компоненты ($n = 1$) убывает на 2π от одного полнолуния до следующего, в то время как фаза третьей компоненты возрастает на ту же величину. Фаза четвертой компоненты возрастает на эту удвоенную величину (4π) за месяц. Эти изменения фазы соответствуют изменению формы L , проявляющемуся в усилении вариации L в течение часов солнечного света в каждую эпоху лунного месяца.

Сферическое гармоническое представление L , отнесенное к новолунию, очень похоже на таковое для S_q . Главные присоединенные функции P_{n+1}^n (четыре при равноденствиях и по крайней мере восемь при солнцестояниях) являются теми же самыми; числовые коэффициенты меньше для L , чем для S , и находятся

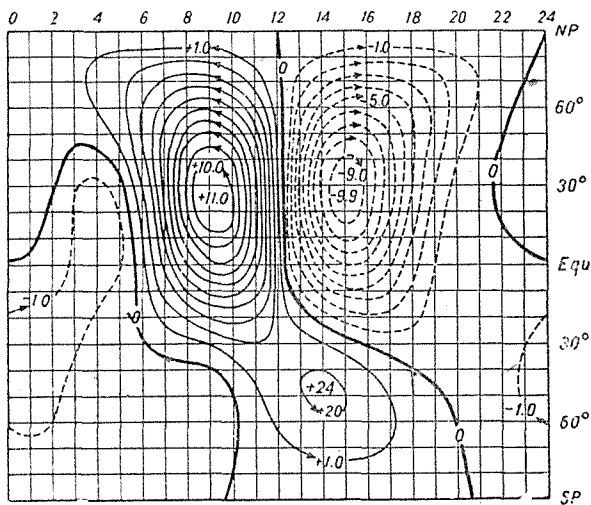
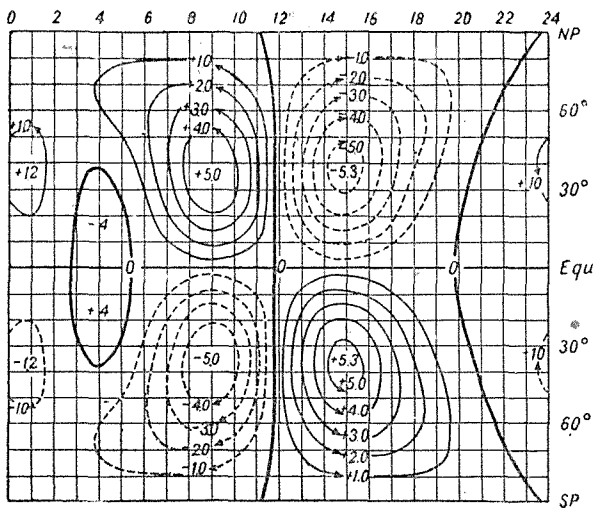


Рис. 18 и 19. Атмосферная система электрических токов L для равноденствий (рис. 18) и июня (рис. 19).

несколько в иных соотношениях между собой. В частности, четыре особых гармонических функции, получаемые при солнцестояниях для представления сезонной разницы между северной и южной полусферами, имеют относительно большие коэффициенты в выражении для L , чем для S_q . Это соответствует большей годовой изменчивости L по сравнению с S , уже отмеченной выше (стр. 81).

Числовые коэффициенты при гармонических функциях, определенные отдельно из X и Y , с одной стороны, и из Z , — с другой, дают возможность отделить внутреннюю и внешнюю части (L^i , L^e) поля L так же, как для S . Соотношения амплитуд и разности фаз между внутренней и внешней частями каждой гармонической компоненты в потенциале L весьма подобны таковым для соответствующих членов в потенциале S . Так как периоды в обоих случаях (L^i и L^e) почти те же самые, то отсюда следует, что внутренняя часть поля L (L^i) может быть объяснена токами, индуцируемыми в земле при изменении внешнего поля L^e , с тем же предположительным распределением электропроводности внутри земли, как было найдено из S_q (стр. 67).

Диаграмма токов для L

Сферическое гармоническое выражение потенциала для внешнего поля L дает возможность начертить гипотетическую диаграмму для системы токов в атмосфере, которая должна была бы производить поле L^e . Эта диаграмма представлена на рис. 18, 19 для новолуния; рис. 18 относится к равноденствиям, и рис. 19 к июньскому солнцестоянию. Меридианы относятся к местному лунному времени; при полнолунии солнце и луна находятся оба на меридиане 12^h . Линии токов нанесены через интервалы в 1000 А. Сравнение с рис. 14, 15 показывает, что система токов для L слабее, чем для S_q , в отношении, приблизительно, 1 к 12: полный ток, циркулирующий в главном контуре L (при равноден-

ствиях), бывает около 5300 А, против 62 000 А для S_q . Диаграммы хорошо показывают большую интенсивность токов над освещенной солнцем, чем над темной полусферой. Рис. 19 показывает поразительным образом, как велика сезонная изменчивость L : ток, протекающий летом в освещенном солнцем контуре (в северной полусфере в июне) и оцениваемый в 11 000 А, больше чем в два раза тока во время равноденствия.

Происхождение поля L

Происхождение поля L кажется вызывающим менее сомнений, чем таковое поля S_q , потому что луна является более ограниченной, по сравнению с солнцем, в своих возможностях влиять на землю. Полусуточный характер поля L , если осреднить целые месяцы, внушает мысль о приливном происхождении L , и практически кажется установленным, что лунный прилив в атмосфере, который в настоящее время ясно установлен, является первоначальной причиной L . Этот вывод поддерживается тем фактом, что L проявляет возрастание от апогея (когда луна находится дальше всего от земли) к перигею (когда она ближе всего) приблизительно в том же соотношении, как и приливообразующая сила луны, т. е. обратно пропорционально кубу расстояния до луны. Доказательство этого соотношения для L , правда, не так решительно, как было бы желательно, благодаря особым трудностям в вычислении L из групп дней, выбранных в соответствии с лунным расстоянием.

Из трех гипотез о происхождении S_q , описанных на стр. 72—74, только одна приложима к L , именно динамная теория. Вычисления показывают, что горизонтальные воздушные токи, связанные с лунно-атмосферными приливами, индуцировали бы электрические токи, имеющие для поля L такой же характер, как полусуточная компонента наблюдаемого поля L^e , если только электропроводность атмосферных слоев, в которых текут электрические токи, можно считать постоянной в слое;

если, однако, как это имеет место в действительной атмосфере, ионизация и проводимость больше над освещенной солнцем полусферой, чем над темной полусферой, то образуются и другие периодические компоненты L , с иными амплитудами и меняющимися фазами. Таким образом качественно, и в большей степени также и количественно, приливо-динамная гипотеза хорошо объясняет L ; но остаются две неопределенности, касающиеся действительной величины и фазы L , и высоты „слоя L “, которым производится вариация L . Фаза L отличается от той, какая получилась бы, если бы прилив в „слое L “ был одинаков с приливом, наблюдаемым у поверхности земли; представляется поэтому необходимым заключить, что прилив в „слое L “ имеет сильно отличную фазу. Теория прилива сама по себе в настоящее время недостаточна для предсказания или объяснения такого изменения фазы с высотой. Если, однако, фаза на высоте отличается от таковой у поверхности земли, то амплитуда прилива может быть также неожиданно отличной. Если бы мы это знали, то могли бы оценить величину проводимости „слоя L “ из наблюдаемой величины L , но наша неуверенность в амплитуде препятствует этому вычислению.

Высота „слоя L “ неизвестна. Магнитные данные недостаточны для ее определения и можно думать, что отождествление „слоя L “ с каким-либо из ионизированных слоев при помощи метода наблюдения радиоволн должно дать удовлетворительную корреляцию между изменениями ионизации одного из этих слоев и изменениями величины L . Разница между изменениями L и S_q в течение цикла солнечных пятен заставляет думать, что L и S производятся в различных слоях. Большая зависимость величины L от степени магнитной активности внушает мысль, что L производится в слое, ионизированном нейтральными корпускулами от солнца.

ГЛАВА V

МОРФОЛОГИЯ ПОЛЯ МАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ D

Магнитные возмущения и бури

Магнитное возмущение может быть рассматриваемо, как некоторое добавочное поле D , накладывающееся на нормальное магнитное поле, существующее в течение спокойных периодов. Изучение изменения „формы“ этого поля, т. е. изменения его географического распределения, может быть названо морфологией поля D , которая и составляет тему настоящей главы. В главе VI рассматриваются другие важные взгляды на магнитное возмущение, относящиеся к протеканию возмущения во времени.

Путем изучения серий магнитограмм, полученных из обсерваторий, широко охватывающих землю, найдено, что интенсивность возмущения возрастает от низких широт к высоким, вплоть до магнитной широты (около) 67° , которая является широтой зон наиболее частого появления полярного сияния (или, короче, зон полярного сияния); вне этих зон интенсивность несколько убывает по направлению к полюсам земной магнитной оси, но тем не менее она все же значительна. По этой причине магнитограммы редко бывают совсем невозмущенными в высоких широтах, так как там ощутима уже одна десятая возмущения, имеющего место в средние по возмущенности дни, в то время как в тропиках возмущение является незначительным.

Интенсивность возмущения сильно изменяется со

временем; возмущение малой интенсивности может ограничиваться небольшой частью земной поверхности, но интенсивное возмущение является мировым явлением, охватывающим одновременно северное и южное полушария. Такие интенсивные мировые магнитные возмущения называются магнитными бурями. Удивительной характерной чертой большинства происходящих магнитных бурь является то, что они всегда начинаются внезапно, почти в один физический момент по всей земле; разница между временами их наступления на различных станциях оказывается порядка полуминуты. При менее интенсивных бурях начало не так внезапно, но оно большей частью может быть определено в пределах одного часа. Хотя магнитные возмущения бесконечно разнообразны в деталях, но тем не менее они обладают некоторыми закономерностями в своих средних чертах. Последнее обстоятельство является средством, при помощи которого можно на это пролить свет.

Сторм-тайм вариации

Допустим, выбрано значительное число магнитных бурь, приблизительно одинаковой интенсивности, с моментами их начала (не обязательно внезапного, но известного в пределах одного часа), распределенными поровну по двадцати четырем часам гринвичских суток. Последовательные часовые значения выбранного магнитного элемента на каждой данной станции выписываются в ряды из 24, 48 или больше членов, каждый ряд начиная с часа, предшествующего буре. Колонны складываются и берутся средние, что дает ряд из 24 (или более) средних часовых значений, осредненных по всем бурям. При этом осреднении любые вариации, такие как S_q и S_D (стр. 45), которые зависят от времени дня или солнечного часового угла, будут уничтожаться, потому что каждый час дня, со свойственными ему отклонениями S_q или S_D от среднего, будет встречаться одинаковое число раз в каждой колонне, благодаря почти однородному распределению часов начала возмущения по всем

часам дня. Таким образом, изменения, даваемые указанным рядом средних, будут представлять ту часть возмущения, которая зависит от времени, отсчитываемого от начала бури; эта часть может быть названа „сторм-тайм“ вариацией. Для получения общего представления о характере сторм-тайм вариации необходимо определить ее для каждого элемента по достаточному числу обсерваторий. Рис. 20 показывает результаты, полученные, таким образом, из регистраций на 11 обсерваториях для ряда 40 бурь умеренной интенсивности. Он дает среднюю сторм-тайм вариацию в течение первых двух дней этих бурь. Три секции диаграммы, левая, средняя и правая, относятся к группам станций в различных магнитных широтах.

Сторм-тайм вариация в горизонтальной (приблизительно северной) силе очевидно немного превосходит таковую для двух других элементов: горизонтальная сила сначала возрастает и затем остается выше начального невозмущенного значения в течение периода от двух до четырех часов. Это может быть названо начальной фазой бури. Но после быстрого достижения максимума H убывает и после нескольких часов достигает минимума; этот минимум гораздо более отличается от начального невозмущенного значения, чем максимум. После этого минимума наступает постепенный возврат к нормальному значению; H сначала растет быстро, но скоро становится медленно возрастающей, и это, очевидно, не завершается к концу двух дней. Подъем H продолжается действительно в течение многих дней, причем некоторые из них могут быть совсем свободными от какого-либо признака иного возмущения, кроме этого остаточного эффекта. Период, в течение которого H остается ниже своего нормального значения до времени, когда скорость возвращения перестает возрастать, может быть назван главной фазой бури, и следующий период может быть назван последней фазой восстановления.

Таким образом ясно, что магнитная буря должна понижать среднее значение горизонтальной силы за ме-

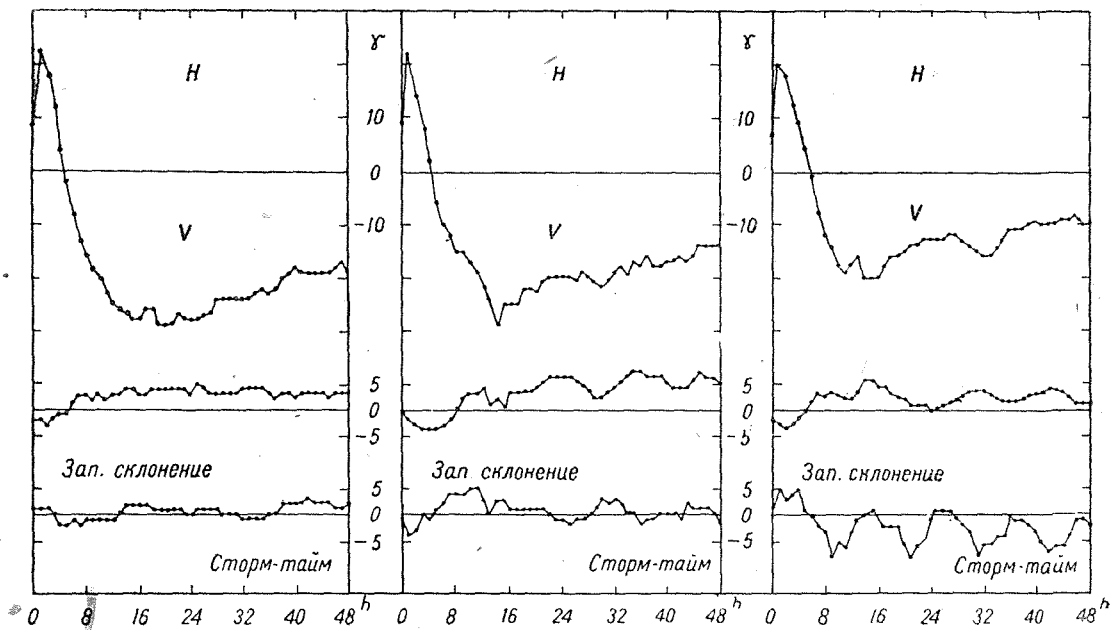


Рис. 20. Сторм-тайм вариация в различных широтах.

ся, в котором она происходит; и так как в возмущенные дни имеется в среднем убывание H , то в спокойные дни в среднем должно иметь место легкое компенсирующее возрастание в течение дня. Следовательно значение H в начальную полночь для спокойного дня будет в среднем меньше, чем таковое для примыкающей полуночи. Это явление названо аperiодическим или нециклическим изменением H по спокойным дням.

Магнитное склонение не проявляет практически *сторм-тайм* изменения (в низких и средних широтах), в то время как вертикальная сила подвержена изменениям, много меньшим, чем H , и противоположным по знаку; т. е. если H убывает, то V возрастает и наоборот. Горизонтальная сила имеет одинаковое направление в северном и южном полушарии, и ее начальное возрастание и последующее убывание одновременны в обоих полушариях. Но V имеет противоположное направление к северу и к югу от магнитного экватора, и так как его изменения по величине (V) имеют одинаковый характер в двух полушариях, то одновременные изменения в Z действительно противоположны по знаку. Следовательно можно ожидать, что *сторм-тайм* вариация в V или Z будет уничтожаться (или почти так) на магнитном экваторе.

Эти *сторм-тайм* вариации в H и V протекают подобным образом во всех широтах приблизительно до 55° магнитной широты (северной или южной), что иллюстрируется рис. 20, но ход H убывает с возрастанием широты. Таким образом *сторм-тайм* изменения в H наибольшие на экваторе, где таковые для V уничтожаются. Ход *сторм-тайм* вариации в V вероятно имеет максимум несколько к северу и к югу от экватора.

Так как почти не наблюдается *сторм-тайм* вариации в склонении, то часть *сторм-тайм* поля D должна быть такой, в которой силовые линии проходят вдоль магнитных меридианов. Так как *сторм-тайм* вариации в V малы, то эти линии должны быть почти горизонтальны в течение главной фазы бури, т. е. они почти параллельны поверхности земли, хотя в действительности они

приближаются к поверхности сверху при небольшом наклоне в северном полушарии и отходят от поверхности земли при небольшом наклоне в южном полушарии. К концу первой фазы бури их направление изменяется на обратное. Таким образом поле сторм-тайм вариации до указанного выше предела широты имеет очень простую форму: симметричное относительно земной магнитной оси, оно имеет одно направление в течение первой фазы и противоположное направление в течение второй; его интенсивность изменяется со временем, как показывают кривые для H на рис. 20.

Возмущенная суточная вариация S_D

Действительная вариация H , склонения и V при какой-либо отдельной буре будет, конечно, существенно отличаться от средних кривых сторм-тайм вариации на рис. 20, потому что действительные вариации включают также S_q , S_D и другие неправильные вариации D_i , особенно во время бури. Интересно рассмотреть эти вариации после вычитания из них средних сторм-тайм изменений. Таким образом, беря один из рядов использованных часовых значений, как описано на стр. 93 для определения сторм-тайм вариации, мы вычитаем средние значения, написанные внизу таблицы из всех часовых значений, фигурирующих в соответствующей колонне. Полученные таким образом часовые разности для первого дня каждой бури (и также для второго дня) могут быть тогда переписаны в дальнейшие ряды, каждая колонна которых соответствует своему часу местного времени 1, 2, 3... 24; в случае начала бури, например, в 17^h местного времени, которое для этой бури считается за 0^h возраста бури („сторм-тайм“ время), первые восемь часовых разностей из таблицы сторм-тайм вариаций относятся к местному времени от 17^h до 14^h, и следующие 16 часовых разностей относятся к местному времени от 1^h до 16^h; следовательно в таблице часовых разностей первого дня бури, расположенным по часам местного времени, первые

восемь часовых разностей, взятых из таблицы storm-тайм вариаций, пишутся после следующих шестнадцати. При образовании среднего значения для каждой колонны в таблице, расположенной по часам местного времени, получается средняя солнечно-суточная вариация элемента для первого дня этой группы бурь на рассматриваемой станции. Обзорение показывает, что эта вариация, отличаясь значительно от S_q , может быть рассматриваема как результат наложения на S_q вариации совсем отличного типа, которая и есть S_D . Последняя находится вычитанием S_q из полного значения суточной вариации для первого дня бури.

Рис. 21—23 дают для каждого элемента— H , склонения и V —кривые, изображающие S_q в левой секции, S_D для первого дня бури—в средней секции и S_D для второго дня бурь—в правой секции. В каждой секции кривые даны для станций или групп станций, в различных магнитных широтах, именно для следующих:

- (1) Ситка (магнитная широта 60°)
- (2) Слуцк (Павловск) (магнитная широта 56°)
- (3) Среднее из Пола, Потсдама и Гринвича (магнитная широта 51°)
- (4) Среднее из Цикавей, Сан Фернандо, Чельтенгэма, Болдуина (40°)
- (5) Среднее из Батавии, Порто Рико, Гонолулу (22°).

Кривые S_D относятся к тем же самым бурям, для которых построен рис. 20. Кривые S_D для второго дня подобны таковым для первого, но отличаются меньшей амплитудой. Кривые S_D заметно сильно отличаются от кривых S_q как по временам своих максимумов и нулевых значений, так и по их отношению к широте. В частности, заметно возрастание S_D в H и еще более в V при переходе от Слуцка (Павловск) к Ситке. В противоположность кривым S_q , кривые S_D не проявляют большей интенсивности вариации в течение часов освещения солнцем, по сравнению с часами темноты.

Кривые S_D представляют вариацию, обусловленную некоторой частью поля D , которая может быть названа

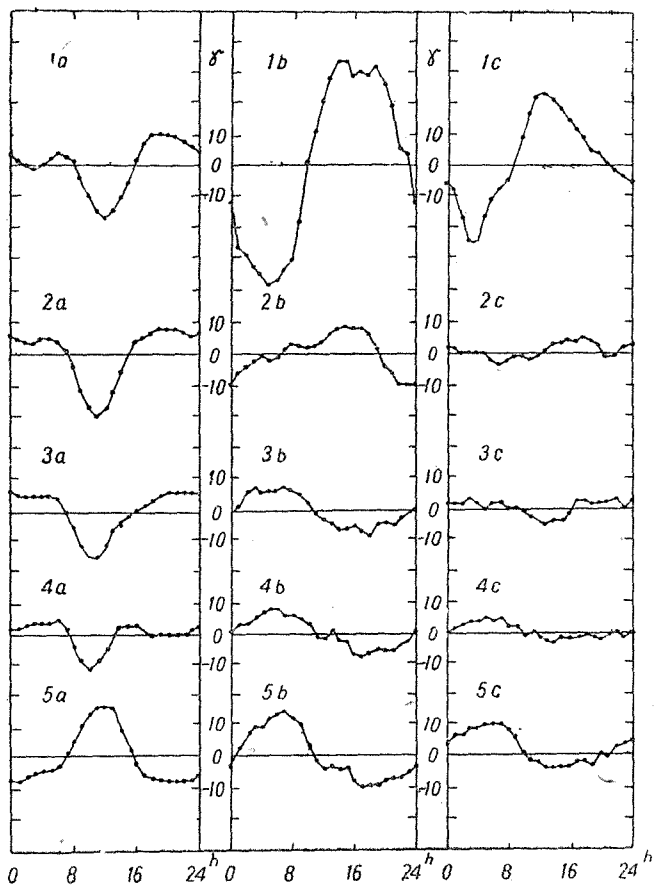


Рис. 21. Суточная вариация в H по спокойным и возмущенным дням.

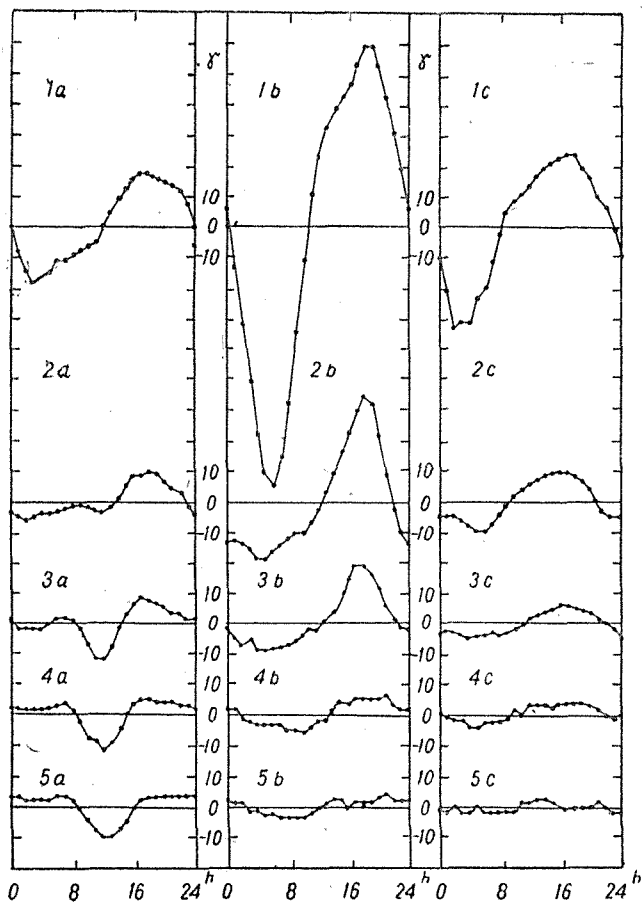


Рис. 22. Суточная вариация в V по спокойным и возмущенным дням.

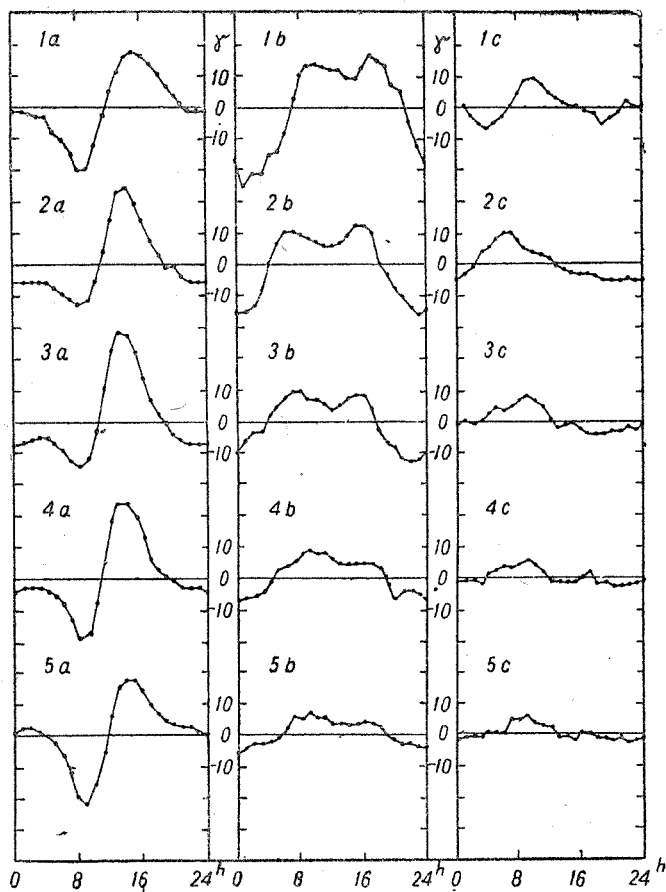


Рис. 23. Суточная вариация западного склонения по спокойным и возмущенным дням.

полем S_D ; она зависит от местного времени и может быть мыслима постоянной по форме и положению (хотя не по интенсивности), если смотреть с солнца (стр. 48—51); изменения S_D на какой-либо станции, таким образом, рассматриваются как результат прохождения станции через поле S_D вследствие суточного вращения земли. Поле S_D не является постоянным по интенсивности, но убывает от первого ко второму дню бури. Это внушает мысль, но для доказательства не является достаточным, что хотя поле S_D имеет определенную форму, его интенсивность меняется в полном соответствии с изменениями поля storm-тайм вариации. Еще не установлено, изменяет ли поле S_D свое направление на обратное в течение первой фазы бури, подобно полю storm-тайм вариации. Но несмотря на эту первую фазу, общая картина, которая внушается этим обсуждением, такова, что полное поле D содержит комбинацию полей storm-тайм (D_{st}) и S_D , подобно меняющимся по интенсивности со временем, вместе с более локальным и флюктуирующим полем D_i , соответствующим неправильным характерным чертам отдельной бури.

Отношение формы к интенсивности поля D

Так как интенсивность магнитного возмущения меняется в широких пределах, важно знать, насколько форма поля D меняется с интенсивностью. Группы „сильных“ и „очень сильных“ бурь, соответственно в два и в четыре раза более интенсивных, чем те, к которым относится рис. 20, были поэтому рассмотрены для двух станций Бомбея и Слуцка (Павловск), из которых одна находится на низкой, а другая на высокой широте. Вариация storm-тайм в H и также S_D для первых двух дней сильных и очень сильных бурь представлены на рис. 24; масштабы, используемые для кривых сильных и очень сильных бурь, составляют только $1/2$ и $1/4$ таковых для умеренных бурь, уже обсуждавшихся выше. Три рода этих кривых, таким образом, уменьшены до размера

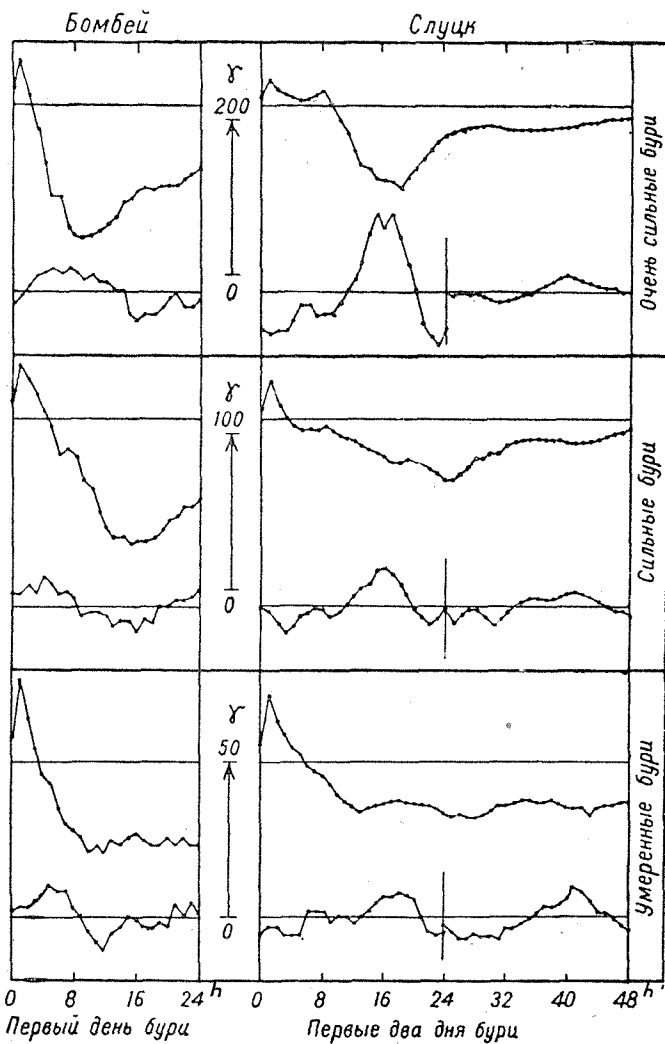


Рис. 24. Вариации D_{st} и S_D в H для бурь различной интенсивности.

кривых умеренных бурь, и они, как видно, имеют похожую форму, хотя отмечается и некоторая значительная разница, именно: для очень сильных бурь H кажется достигающим своего минимума раньше, чем для более умеренных бурь. Кривые S_q явно подобны для трех рядов бурь. Рис. 24, таким образом, подтверждает точку зрения, что правильная (сторм-тайм и S_D) часть поля D является той же самой по форме и по своим временным изменениям, за исключением разницы в интенсивности.

Желательно знать, выдерживается ли все же приблизительное постоянство типа поля D для магнитных возмущений много меньшей интенсивности, чем умеренные бури рис. 20—24. Но это не может быть проверено изложенным выше способом, потому что внезапное начало для таких возмущений малой интенсивности обычно не замечается, так что время, названное нами сторм-тайм, не может быть определено. Действительно, трудно заметить, накладывается ли продолжительный период возмущения малой интенсивности на одно или несколько индивидуальных возмущений большей интенсивности. Эта трудность препятствует определению хода сторм-тайм вариации для слабого возмущения. Тем не менее частичная проверка их сходства с таковыми для сильных возмущений может быть сделана, как мы сейчас увидим.

Изменение в среднем суточном поле возмущений D_m

Локально-временные изменения, рассмотренные на рис. 21—23, были измерены в отклонениях от суточного среднего значения магнитных элементов и, таким образом, не зависели от абсолютного значения последнего. Сторм-тайм вариация, с другой стороны, непосредственно воздействует на суточное среднее значение, и для изучения этого воздействия на обычные дни небольшой возмущенности можно принять следующее предположение. Если рассматривать большое число более или менее возмущенных дней, то каждый час дня будет испытывать один и тот же средний сторм-тайм эффект. Например,

в течение немногих первых часов магнитной бури горизонтальная сила вообще возрастает (если взять среднее по параллели широты так как это сделано для S_D), но затем она испытывает более глубокое и более продолжительное убывание, которое постепенно сходит на-нет; таким образом средний сторм-тайм эффект на горизонтальную силу должен уменьшить суточное среднее для дней с возмущениями. Величина этого убывания должна иметь максимум на экваторе, уменьшаясь с возрастанием широты, приблизительно до половины экваториального значения в широте 50° или 55° . Сторм-тайм изменения в вертикальной силе гораздо меньше, чем таковые в H , и противоположны по знаку, но они также протекают подобным образом. Средний эффект на суточное значение вертикальной силы, направленной вниз, должен быть слегка повышающим это суточное значение в умеренных северных широтах: эффект должен уничтожаться на экваторе и быть обратным по знаку (подобно всей вертикальной силе) в южном полушарии. Склонение не показывает заметных сторм-тайм изменений в низких и средних широтах, и, следовательно, его среднее суточное значение не должно находиться под влиянием возмущения.

Эти ожидания, основанные на предположении, что сторм-тайм изменения подобны по типу для сильных и слабых возмущений, хорошо подтверждаются данными наблюдений, как показывает следующая таблица. Она дает разности, получаемые вычитанием среднего суточного значения трех элементов для спокойных дней из соответствующего суточного среднего для всех дней. Магнитные широты станций, с которыми мы имеем дело, указаны в скобках.

	Горизонтальная сила	Вертикальная сила	Склонение
(1) Ситка (60°)	— 3	— 3	0
(2) Слуцк (Павловск) (56°)	— 5	0	0
(3) Гринвич (54°)	— 4	0	0
(4) Чельтенгэм (50°)	— 7	1	0
(5) Гонолулу (21°)	— 10	1	1

Результаты даны в гаммах и характеризуются вероятной точностью около 1γ. Хотя и не все они относятся к одной и той же серии лет, различный выбор не изменил бы общих показаний таблицы. Наблюдаемые разности, за малым исключением в случае H , имеют систематичный характер и находятся в хорошем согласии с ожиданием. Этот результат подтверждает существенное постоянство типа поля D при интенсивностях, много меньших, чем таковые на рис. 20; но это расширение доказательства, которое относится только к storm-тайм вариации, имеет, однако, частный характер, поскольку мы имеем дело только с суточным средним из storm-тайм вариации; это есть то, что было названо D_m в главе II.

Соотношение между формой и интенсивностью поля S_D

Более сложное доказательство может быть дано относительно постоянства по форме части S_D поля D при малых величинах возмущений. Доказательство содержится в рис. 9—11, аналогичных рис. 21—23. В обоих рядах рисунков первая колонна (a) дает всю среднюю суточную вариацию по спокойным дням, т. е. по пяти спокойным международным дням месяца; кривые (b) показывают суточные вариации, которые наблюдаются в первые дни магнитных бурь, и накладываются на таковые в секции (a). Но в то время как на рис. 21—23 кривые (c) относятся ко вторым дням магнитных бурь, кривые (c) рис. 9—11 показывают суточные вариации [также добавочные к таковым в секции (a)], наблюдаемые по обычным или средним (т. е. средним из всех) дням. Эти кривые, таким образом, представляют собою часовые разности между средними суточными вариациями по всем дням и по спокойным дням и выражают вариации S_D , соответствующие малой степени возмущения, свойственной средним дням. Кривые (c) на рис. 9—11 относятся к станциям, упомянутым выше в таблице.

Таким образом кривые (b) и (c) на рис. 9—11 представляют S_D для (b) умеренно сильных и (c) отно-

сительно слабых магнитных возмущений. Несмотря на различные второстепенные неправильности, многие из которых могли бы уничтожиться, если среднее было взято из более обширного материала, 15 независимых кривых (*b*) проявляют различную степень сходства с соответствующими 15 кривыми (*c*), в то время как кривые (*b*) и (*c*) очевидно совсем отличны от кривых (*a*). Например, на рис. 9 имеется тип, обратный типу в секции (*a*) в низкой широте (около 30° между кривыми 4 и 5), в то время как в секциях (*b*) и (*c*) хотя также имеется обратный тип, но он встречается в более высокой широте (около 55° между кривыми 2 и 3). Кроме того, на рис. 9, секция (*a*), экстремальные отклонения от среднего происходят в середине дня, приблизительно в то время, когда кривые (*b*) и (*c*) пересекают нулевую линию. Последняя контрастно показана также на рис. 10, хотя в других отношениях она сильно отличается от рис. 9. На рис. 11 кривые (*a*) пересекают нулевую линию, приблизительно, в полдень, в то время как кривые (*b*) и (*c*) пересекают ее около 6^h и 18^h . Эти три рисунка в сумме дают большое количество доказательств и согласуются как с рис. 24, так и с результатами вышеупомянутой таблицы в том, что поле *D*, приблизительно, постоянно по типу внутри широких пределов интенсивности возмущений.

Возмущения в высоких широтах

До сих пор описание магнитного возмущения было проведено для зоны земли, лежащей между магнитными широтами $\pm 60^\circ$. Остается рассмотреть области более высоких широт, образующие полярные шапки и имеющие особенный интерес. Возмущающее поле является там более интенсивным, более изменяющимся во времени и более сложным по географическому распределению. Благодаря суровому климату социальные и экономические обстоятельства в этих полярных зонах неблагоприятны для основания и поддержания магнитных обсерваторий.

Поэтому до недавних лет не было постоянных магнитных обсерваторий в полярных областях, какие теперь существуют [Соданкюле, Лервик, Минук, Годхавн, Тромсе, Фербенкс (Аляска), Земля Франца-Иосифа, Маточкин Шар, о. Диксон, м. Челюскин, Уелен]. Знания о магнитных условиях в полярных областях основывались поэтому на наблюдениях научных экспедиций, в немногих случаях продолжавшихся более года. Многие такие экспедиции в Арктической и Антарктической областях включали магнитные наблюдения в свои программы. В годы (1882—1883 и 1932—1933), названные международными полярными годами, многие из культурных государств предприняли по единому плану ряд геофизических наблюдений в полярных областях, посылая туда экспедиции на различные станции, на которых около года действовали регистрирующие магнитные (и метеорологические) приборы; эти наблюдения и доставили большую часть наших сведений о магнитных возмущениях в высоких широтах. Найдено, что форма поля D в полярных областях тесно связана с зонами полярных сияний. Линии равной повторяемости полярных сияний, называемые изохазмами, были впервые очерчены Фритцем (Fritz), на основании изучения длинных рядов наблюдений над полярными сияниями. Северная зона полярных сияний, т. е. изохазма максимальной частоты, представляет овальную кривую углового радиуса около 23° , центрированную, приблизительно, на северном полюсе земной магнитной оси. Наблюдения полярных сияний в Антарктике недостаточны для того, чтобы дать возможность начертить южные изохазмы, но последние, вероятно, подобны северным, будучи расположены вокруг и внутри главной изохазмы максимальной частоты, образуя южную зону полярных сияний, центрированную на южном полюсе магнитной оси.

Наиболее удивительное изменение в характере поля D , если приближаться к зоне полярных сияний из низких широт, может быть отмечено уже на широте Ситки, как показано на рис. 9—11 или на рис. 21—23. Это —

растущее преобладание части S_D поля (части, зависящей от местного времени и поэтому соответствующей полю, кажущемуся постоянным, если смотреть с солнца) по сравнению с частью, которая является симметричной по отношению к земной оси — с сторм-тайм полем. В тропиках ход сторм-тайм вариаций превосходит ход S_D ; это может быть видно из сравнения левой кривой на рис. 20 с кривыми 5 (*b*) на рис. 21—23; или опять из разности в H (все дни минус спокойные дни) для Голулу в таблице на стр. 103 (до 10γ) по сравнению с ходом кривых 5 (*c*) рис. 9—11. Но в Ситке упомянутая разность в H равна всего 3γ, в то время как ход соответствующих кривых S_D 1 (*c*) на рис. 9—11 больше (и для V много больше).

Сторм-тайм вариация в полярных областях, соответствующая таковой для низких широт (рис. 20), еще не определена, потому что до недавних пор не имелось материала полярных обсерваторий, работавших в течение достаточного числа лет для включения в обработку многих магнитных бурь. Но метод, уже использованный нами для изучения сходства между очень слабыми возмущениями и сильными, может быть приложен к полярным областям, так как метод включает в себя определение значений по „всем дням минус спокойные дни“. Для того чтобы результаты, полученные таким образом, могли быть ясно сравнимы с таковыми, уже данными для станций в низких широтах, выбранные спокойные дни должны составлять, приблизительно, ту же пропорцию всех дней, что и раньше, т. е. около пяти за месяц; при этом недостаточно, если какой-нибудь из них будет казаться спокойным, судя по тропическим образцам, и на деле оказывается вероятным, что вариации, проявляемые в эти дни, являются действительно почти целиком вариациями возмущения, так что часть, обусловленная ими, бывает незначительна в этих областях. Но разница между этими днями и средним из всех дней, конечно, будет соответствовать такой же относительной разнице в возмущении как для полярных, так и для неполярных широт.

Результаты такого сравнения, проделанного несколько лет тому назад, даны на рис. 25. Вскоре будет возможно включить в рассмотрение больше данных, определенных из Второго международного полярного года,

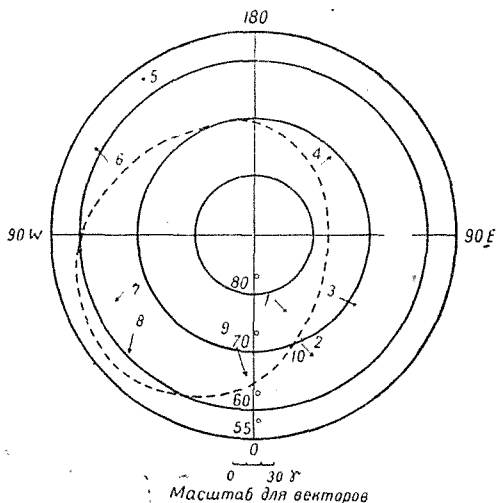


Рис. 25. Векторные разности H по „всем дням минус спокойные дни“ в высоких широтах.

1—Кап Тордсен; 2—Боссекоп; 3—Новая Земля; 4—Сагастырь; 5—Ситка; 6—Форт-Рез; 7—Кингуа-Фиорд; 8—Годхааб; 9—Ян-Майен.
10—Соданкюле.

но уже и рис. 25, как он дан, показывает характерные факты.

Разность между средними по всем дням и по спокойным дням для каждой станции является, конечно, вектором, имеющим три компоненты. В полярных областях горизонтальная компонента этого вектора вообще не лежит так близко к направлению всей горизонтальной

силы, как это бывает в низких широтах, и географическое направление полной горизонтальной силы меняется значительно по полярной области. Поэтому желательно графически указывать направление горизонтального вектора возмущения, как это сделано на чертеже. Там показано десять таких векторов, представленных линиями, начерченными из точек, соответствующих положению десяти полярных обсерваторий; кроме того, показаны параллели $55, 60, 70, 80^\circ$ и пунктирной линией—зона полярных сияний по Фритцу. Рис. 25 выявляет, что в целом эти горизонтальные векторы возмущения расходятся от точки или небольшой области вблизи центра зоны полярных сияний или полюса земной магнитной оси; векторы заметно несимметричны относительно географического полюса.

Среднее изменение в значении горизонтальной силы, таким образом, можно рассматривать как изменение в компоненте силы вдоль меридиана, проведенного через магнитную ось. В этом отношении оно имеет сходство с соответствующим изменением горизонтальной силы в низких широтах; но в полярных областях это изменение больше, достигая 20γ , в то время как в низких широтах максимум, который встречается на экваторе, — около 10γ (эти величины, вероятно, в основном сравнимы, но не по точности, потому что они определены из материала различных лет и дней).

Средняя storm-тайм вариация силы в горизонтальной плоскости проявляется, таким образом, везде как убывание, достигающее максимума на экваторе, откуда его значение уменьшается до минимума на магнитной широте около 60° , после чего оно опять круто возрастает при приближении к зоне полярных станций. Данные еще недостаточны для ясного выявления того, как оно меняется внутри зоны, но можно ожидать, что оно уменьшается опять до нуля в центре зоны.

Что касается вертикальной силы, то среднее по всем дням оказывается более высоким, чем среднее по спокойным дням на Форте-Рэ, на Новой Земле и Кингуа-

Фиорде (станции 6, 3, 7 на рис. 25), приблизительно, на 18γ, 19γ, 6γ соответственно. На станциях 2, 10, 5 изменение мало и отрицательно, будучи соответственно равным —4γ, —4γ, —3γ. На станциях 1 и 9 изменение оказывается малым и его знак сомнительным. Большие изменения вертикальной силы, цитированные здесь, вероятно, являются надежными, как видно по знаку и порядку величины; они намного превосходят соответствующие изменения вертикальной силы в низких широтах. Эти изменения малы и положительны, начиная от экватора (где изменение равно нулю) до северной широты около 55°; затем они меняют знак (на отрицательный) и возрастают численно по направлению к зоне полярных сияний. Дальнейшее изменение знака до положительных значений происходит на этой зоне или внутри ее, где обнаружены большие разности, цитированные выше (станции 6 и 3, показанные вне зоны, в этом отношении подобны станции 7, которая определенно находится внутри зоны).

Далее, внутри зоны кажется вероятным, что разность вертикальной силы будет опять убывать по направлению к оси намагничения, но данные для этого отсутствуют.

В Антарктике данные для Кап-Эванс ($\varphi = -77^{\circ},6$, $\lambda = 166^{\circ},4$) показывают, что средняя разность по „всем дням минус спокойные дни“ в вертикальной направленной здесь вверх силе проявляется возрастанием в 5γ; этот результат подтверждается, естественно, большей разностью в 12γ того же знака между средним из пяти наиболее возмущенных дней за месяц и всеми днями. Таким образом на Кап-Эванс, внутри южной зоны полярных сияний, возмущение увеличивает численную величину вертикальной силы, как это имеет место в арктической области.

Вариации S_D в высоких широтах

Разности по „всем дням минус спокойные дни“ хотя очень интересны и важны, но поскольку они представляют

собою среднее из сторм-тайм вариаций, то имеют меньшую величину, чем локально-временная часть (или S_D) поля возмущения в полярных областях. Ниже это рассматривается более детально. Рис. 23, кривые (b), (c), показывает, что вариация S_D в вертикальной силе характеризуется постоянной фазой при переходе от экватора на север до Ситки, с утренним минимумом и вечерним

максимумом; амплитуда сильно растет с широтой. Возрастание сохраняется и севернее магнитной широты Ситки, где ход по „всем дням минус спокойные дни“ достигает 20γ [рис. 20, кривая 1 (c)] и ход достигает максимума у Боссекопа, превосходя 100γ . Кривые для Боссекопа и других полярных станций иллюстрируются на рис. 26. Эти кривые, за исключением одной кривой для Новой Земли, имеют подобный очень большой ход, но наиболее замечательной характерной чертой является то, что их фазы все противоположны фазам для Боссекопа и других станций низкой широты; кривая для Новой Земли является переходной между двумя сериями кривых. Обратимость фазы, очевидно, происходит внутри узкого

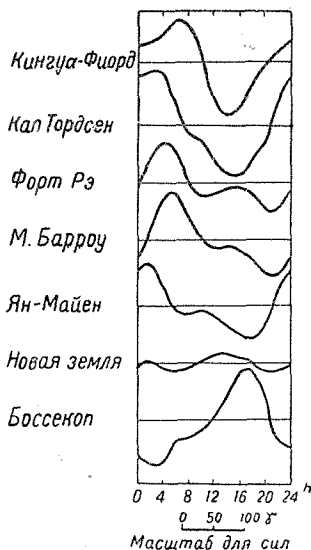


Рис. 26. Суточная вариация U в полярных областях в среднем за год.

пояса магнитной широты, примыкающего к зоне полярных сияний.

Эта обратимость фазы суточной вариации вертикальной силы (S_D) в области, где по двум сторонам разделяющей линии ход сам по себе велик, представляет,

возможно, наиболее удивительную из всех средних характеристик поля магнитного возмущения, распространяемого на весь мир.

Вариация S_D по „всем дням минус спокойные дни“ в горизонтальной плоскости также велика в полярных областях; ее ход достигает величины около 50γ , превосходя заметно ход в низких широтах, и даже в Ситке, на магнитной широте 60° . При переходе к северу от Ситки и при пересечении зоны полярных станций вариация S_D в горизонтальной плоскости испытывает замечательное изменение типа, которое не является просто обращением, как в случае вертикальной силы. Изменение это лучше всего иллюстрируется векторными диаграммами горизонтальной силы для S_D . В Ситке диаграмма все же сохраняет некоторое сходство с грубой овальной формой, вытянутой в направлении, перпендикулярном к магнитному меридиану; эта форма диаграммы характерна для Гринвича и других станций в подобных широтах. Но для станций, совсем близких к зоне полярных сияний, подобно Сагастырю, Соданкюле, Новой Земле и Боссекопу в магнитных широтах $61, 64, 65, 67^\circ$, диаграмма является очень узкой в этом направлении (т. е. в направлении, параллельном зоне полярных сияний) и более удлиненной в направлении, нормальном к зоне (рис. 27). Максимум силы, направленной к северу, бывает от 15^h до 18^h и противоположный минимум около 0^h . При переходе во внутреннюю часть зоны векторная диаграмма опять становится овальной, почти окружностью. Это показано диаграммами для Кингуа-Фиорда и Кап-Эванс на магнитных широтах $78^\circ N$ и $79^\circ S$ (заметим, что эти две кривые описываются в противоположных направлениях). Кривые для других станций — подобного или промежуточного типа.

Рис. 27 представляет векторную диаграмму S_D для горизонтальной силы, определенную из „всех дней минус спокойные дни“, для Ситки, Соданкюле, Боссекопа, Кингуа-Фиорда и Кап-Эванс. В каждом случае величина и направление вектора возмущения горизонтальной силы,

представленного на рис. 25, указана линией, проведенной из начала диаграммы. Это дает возможность ориентировать диаграммы относительно зоны полярных сияний, и поэтому вектор возмущения S_D в любое местное

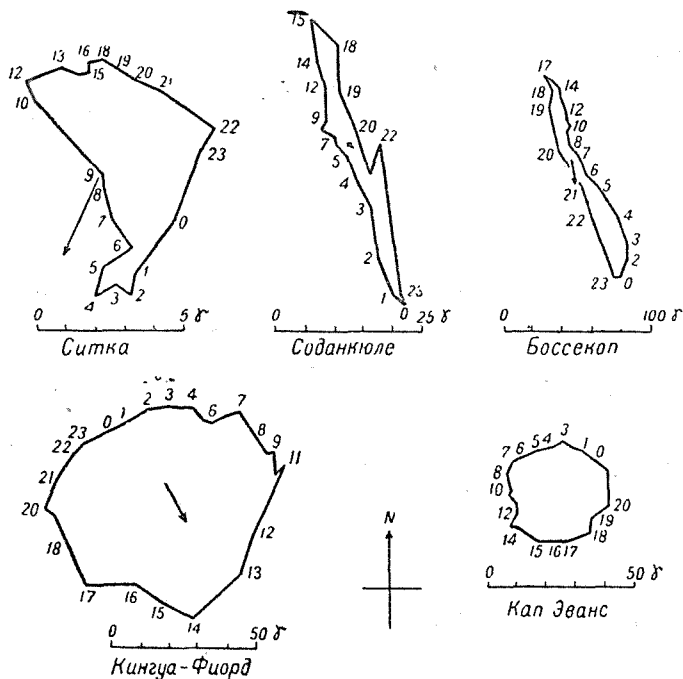


Рис. 27. Векторные диаграммы H в высоких широтах.

время можно выводить путем сравнения рис. 27 с 25. Это также показывает для станций внутри зоны или очень близких к ней, насколько S_D превосходит среднее из сторм-тайм вариации, представленной при помощи радиуса вектора диаграммы из ее начала. При этом нужно заметить, что отдельные диаграммы на рис. 27

начерчены в различных масштабах для изображения их одинаковыми по величине и облегчения, таким образом, сравнения между их различными формами.

Средние характеристики возмущений в полярных областях ассоциируют их со степенью возмущения, существующего в средние дни по сравнению со спокойными днями. Но факты, описанные на стр. 99—104, внушают мысль, что распределение и развитие поля возмущения может оставаться совсем не зависящим от интенсивности возмущения в средних и низких широтах. Имеется некоторое доказательство того, что это утверждение верно до некоторой степени и для высоких широт. Доказательство последнего будет рассмотрено ниже.

Было отмечено, что вариация S_D в полярных областях очень велика (ее ход 50 γ или больше) по сравнению с вариацией в низких широтах. Даже в относительно спокойные дни, такие, как пять спокойнейших за месяц, остается некоторое определенное число возмущений, заключающих в себе S_D . В средних и низких широтах S_D мало по сравнению с S_q , нормальной вариацией по спокойным дням, но в высоких широтах S_D может превосходить последнюю и целиком или частично маскировать ее. Это иллюстрируется кривыми 1 (а), (с) рис. 10; последняя из них, которая должна представлять одну S_q , оказывается построенной из двух вариаций: одной, являющейся остатком S_D , похожей, но меньшей чем 1 (с), и другой, истинной S_q , похожей, но меньшей, чем S_q , показанной кривыми 3, 4, 5 (а) рис. 11.

Внутри зоны полярных сияний S_q вероятно становится незначительной по сравнению даже со средним значением S_D , выводимым из пяти спокойнейших дней за месяц. Если это так, то векторные диаграммы для всей суточной вариации магнитной силы в горизонтальной плоскости, выведенные по спокойным дням, по средним дням и по пяти наиболее возмущенным дням за месяц, все должны быть подобны. Чарльз Кри (Chree) показал, что это и имеет место для ряда обсерваторий внутри южной зоны полярных сияний; этот факт является ча-

стичным подтверждением той точки зрения, что общий характер поля возмущения как в полярных, так и в низких широтах меняется незначительно, в то время как интенсивность меняется значительно.

На полярных станциях, совсем вблизи зоны полярных сияний, однако, могут иметь место значительные изменения типа S_D , и средняя разность вертикальной силы „все дни минус спокойные дни“ возрастает так же, как интенсивность возмущения. Это происходит благодаря сложной структуре среднего поля возмущений в полярных областях и находится в тесной связи с зоной полярных сияний. Последняя расширяется и передвигается к более низкой широте в течение периодов интенсивного возмущения, так что станция, которая нормально находится вблизи, но вне зоны, может оказаться ниже или внутри ее во время магнитной бури. Если это так, то изменения возмущения на станции в течение легкого возмущения могут радикально отличаться от таковых, которые там происходят в течение бури, хотя даже характер поля возмущения по отношению к зоне может быть схожим в обоих случаях.

Неправильные флюктуации D_i поля D

Кроме правильной сторм-тайм части и правильной суточной части поля возмущения, существуют иррегулярные флюктуации D_i поля возмущений, которые сглаживаются в процессах вычисления первых двух частей поля. Флюктуации D_i , проявляя неограниченную изменчивость в деталях, характеризуются в среднем заметной зависимостью от широты и местного времени, иначе говоря D_i имеет в среднем ясно выраженное географическое распределение интенсивности, которая при этом зависит от долготы по отношению к солнцу, а не от абсолютной долготы. Следовательно, подобно полю S_q и полю S_D , среднее распределение D_i на вращающейся земле определяется (для любого сезона) как поле, скрепленное с солнцем.

В последующем кратком обзоре обозначение D_i будет использовано для выражения средней интенсивности этой вариации в течение значительного промежутка времени, например для некоторого числа целых дней или, если рассматривается суточная иррегулярная вариация D_i , то для частного часа в течение ряда дней. Это употребление обозначения D_i устранил необходимость постоянного повторения слова „среднее“. Разумеется, что некоторые частные случаи распределения D_i могут отклоняться от его среднего распределения.

Что касается распределения по широте, то D_i меньше в низких широтах и увеличивается с широтой; возрастание идет медленно до зоны полярных сияний, где оно становится очень быстрым; там имеется резко выраженный максимум интенсивности ниже или почти ниже зоны. Далее внутри зоны интенсивность опять убывает, летом приблизительно до половины максимума и зимой приблизительно до одной пятой. Даже это зимнее значение полярного минимума D_i иногда является таким же большим, как интенсивность D_i на экваторе.

Распределение D_i по долготе относительно меридиана, содержащего солнце, т. е. его изменение в зависимости от местного времени подобным же образом обнаруживает заметное родство с зоной полярных сияний. В широтах между двумя зонами полярных сияний, т. е., по крайней мере, до магнитной широты 65° , D_i имеет простую суточную вариацию с вечерним максимумом; по мере приближения к зоне полярных сияний час максимума становится более поздним, сдвигаясь от 21^h на широте 55° и до полуночи на широте 70° . До этой широты форма суточной вариации почти не связана ни с сезонной, ни с общей интенсивностью магнитного возмущения.

Между магнитными широтами 70 и 80° (внутри зоны полярных сияний) кривая суточной вариации D_i изменяет свой характер в зависимости от сезона и от общей интенсивности поля D . Выше 80° широты, т. е. в центральной области целиком внутри зоны

полярных сияний, D_i опять обнаруживает один главный максимум, но он в этой центральной области неизменно наступает до полудня, приблизительно между 8^h и 11^h; зимой имеется добавочный вторичный поздний вечерний максимум. В зоне 70—80° происходит в форме D_i переход от вечернего к главному утреннему максимуму.

Системы электрических токов, связанных с полем D

Гармонический анализ поля D показывает, что его источники, подобно источникам S_q , являются частично внешними и частично внутренними. Внутренняя часть (D^i) может быть приемлемо объяснена как обусловленная электрическими токами, индуцированными внутри земли от внешней части D^e поля D . Так как storm-time часть поля D изменяется со временем более медленно, чем другие части (S_D и D_i), то индуцированные ею токи проникают более глубоко в проводящее ядро земли (стр. 68), чем токи, связанные с S_q или S_D . Этот анализ показывает, что электрическая проводимость ядра возрастает вниз довольно быстро, в областях ниже 160 миль глубины.

Происхождение поля D^e неизвестно, и мнения расходятся даже относительно локализации его источников. Представляется вероятным, что поле вблизи зоны полярных сияний обусловлено сильными токами, текущими вдоль зоны на высоте, по крайней мере, 100 км над землей, по направлению к востоку в определенные часы местного времени и к западу — в другие; их общая сила, возможно, порядка 1 000 000 А. Эти токи текут в нашей атмосфере, и так как их направление не одно и то же вокруг всей зоны, то они должны усложнять свои пути вне зоны; поэтому возникает важный вопрос, текут ли токи целиком внутри атмосферы или они входят в атмосферу извне (и затем, конечно, покидают атмосферу, так как земля не может беспрестанно аккумулировать электрический заряд). До настоящего вре-

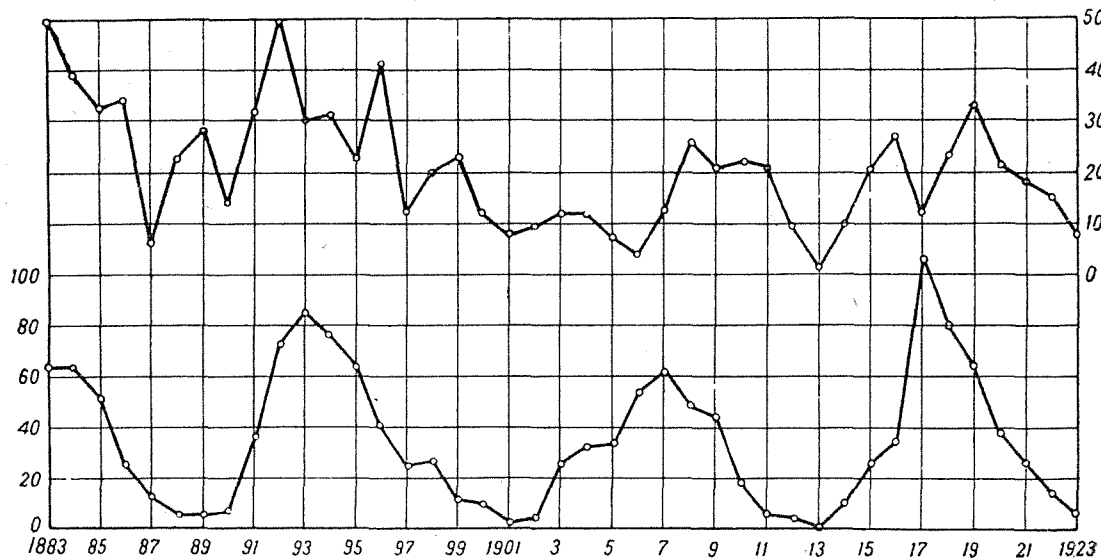


Рис. 30. Годовое число магнитно возмущенных дней (вверху) и годовое число солнечных пятен (внизу).

Годовая вариация активности

Рис. 31 иллюстрирует годовой ход повторяемости дней, классифицированных (в Париже) как возмущенные. Рисунок показывает, что дни с возмущениями более многочисленны вблизи равноденствий (21 марта и 21 сентября), чем вблизи солнцестояний. Рис. 32 иллюстрирует годовую вариацию магнитной активности, обозначенную

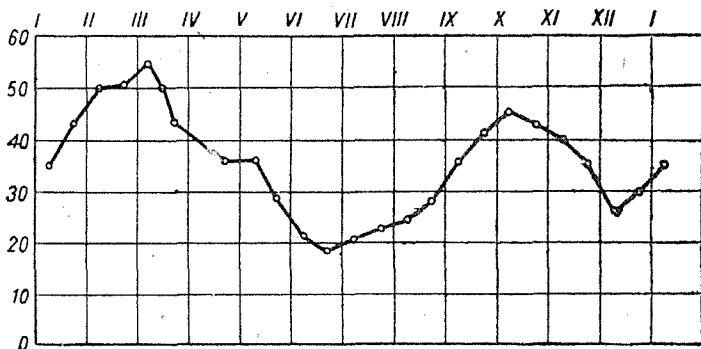


Рис. 31. Годовой ход повторяемости магнитно возмущенных дней.

через *и*, как на рис. 29; верхняя, средняя и нижняя кривые относятся соответственно к возмущенным годам, средним годам и к спокойным годам. Рис. 31, 32 вместе показывают, что частота и интенсивность возмущений изменяются подобным образом в течение года. Причина этого хода до сих пор непонятна.

Период вращения солнца

Солнце вращается вокруг своей оси, как в этом можно убедиться, наблюдая прохождение солнечных пятен через диск, а также и другими методами. Нужно отметить, что солнце вращается не как твердое тело: вра-

щение наиболее быстро на экваторе и постепенно убывает по направлению к полюсам. Средний период вращения (относительно земли, которая сама имеет орбитальное движение вокруг солнца) для широт, в которых встречаются солнечные пятна, равен приблизительно 27,3 суток. Так как некоторые солнечные пятна сохраняются дольше

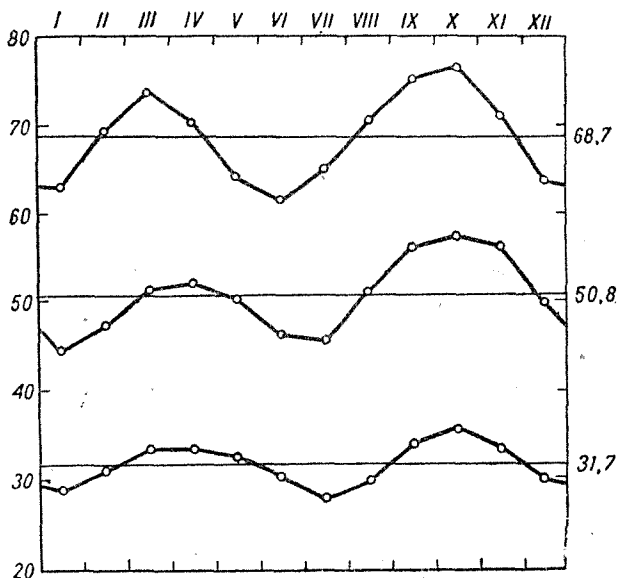


Рис. 32. Годовой ход магнитной активности для возмущенных, средних и спокойных дней (верхняя, средняя и нижняя кривые).

одного периода вращения солнца, то то же самое пятно может войти в счет числа солнечных пятен не только для дней своего первого появления, но и для более поздних дней, после того как солнце повернет его опять в поле зрения. Если бы пятна были постоянными, то имела бы место определенная 27-суточная периодичность в суточных числах солнечных пятен; но так как пятна

рождаются и исчезают через неправильные интервалы, как это показывают суточные числа солнечных пятен, то вследствие вращения солнца наблюдается не точная периодичность, а только тенденция к повторению числа пятен после 27 дней. Это хорошо иллюстрируется рис. 33, где величина суточных чисел солнечных пятен представлена для каждой длинной серии дней (1928—1931 гг.) степенью затемненности маленьких квадратиков, одного для каждого дня. Дни расположены в 27-дневные ряды, так что каждый ряд представляет один период вращения. Видно, что темные квадраты в различных рядах имеют тенденцию концентрироваться вблизи одной и той же колонны; это значит, что дни с относительно большим числом солнечных пятен имеют тенденцию повторяться после промежутка времени в 27 дней, или периода вращения солнца; это же самое заключение приложимо к дням с отсутствием пятен. Диаграмма показывает, кроме того, что отдельные области на солнце (представленные различными вертикальными колоннами диаграммы) имеют тенденцию оставаться спокойными или возмущенными за длительные периоды, более продолжительные, чем жизнь индивидуальных пятен. Иногда возмущенная область на некоторое время переходит в более спокойную и затем опять становится возмущенной. Упадок деятельности солнца и максимума солнечных пятен в 1928 г. к последующему минимуму также хорошо заметен.

Суточное число солнечных пятен и суточная магнитная активность

Суточные магнитные характеристики могут быть представлены простым способом (так, как это сделано на рис. 33*b*) для суточных чисел солнечных пятен. Это представлено на рис. 33*a* для того же периода, к которому относится и рис. 33*b*. Самые темные квадраты представляют дни наиболее магнитно-возмущенные и пустые квадраты — наиболее спокойные дни. Дни расположены

в одни и те же 27-дневные ряды на обоих рис. 33а и 33б. Если бы земная магнитная активность всецело зависела или в высокой степени коррелировалась с присутствием и распространенностью пятен на солнце, как может навести на мысль рис. 30, то характер обоих рисунков должен был бы быть очень схожим. Очевидно, что это не так. Спокойные магнитные периоды иногда совпадают со значительной пятнистостью солнца, и, наоборот, магнитные возмущения могут случаться, когда солнечный диск свободен от пятен. Поэтому представляется правильным вывод, что солнечные пятна сами по себе не ответственны за возмущения земного магнитного поля, но что причина магнитных возмущений на земле, связанная с деятельностью солнца, изменяется по своей частоте и интенсивности в течение цикла солнечных пятен, находясь лишь в общем, но не детальном соответствии с солнечными пятнами.

Тенденция 27-дневной повторяемости в магнитной активности

Рис. 33а показывает еще другое важное свойство магнитных возмущений. Хотя его форма не согласуется с формой рис. 33б, но оба они имеют некоторую общую характеристику. Черные квадраты в последовательных рядах имеют тенденцию группироваться вблизи одной и той же колонны, и подобным образом ведут себя и светлые квадраты. Это означает, что магнитные возмущения имеют тенденцию повторяться (приблизительно) через 27 дней, т. е. после солнечного оборота. Как и в случае числа солнечных пятен, эта тенденция не образует точной периодичности, так как повторения время от времени прерываются или всецело прекращаются. Тенденция повторяемости, проявленная магнитными возмущениями, дает еще указание, что магнитные возмущения обусловлены некоторыми солнечными причинами. Следует заключить, что на солнце имеются области, влияющие на возникновение магнитных возму-

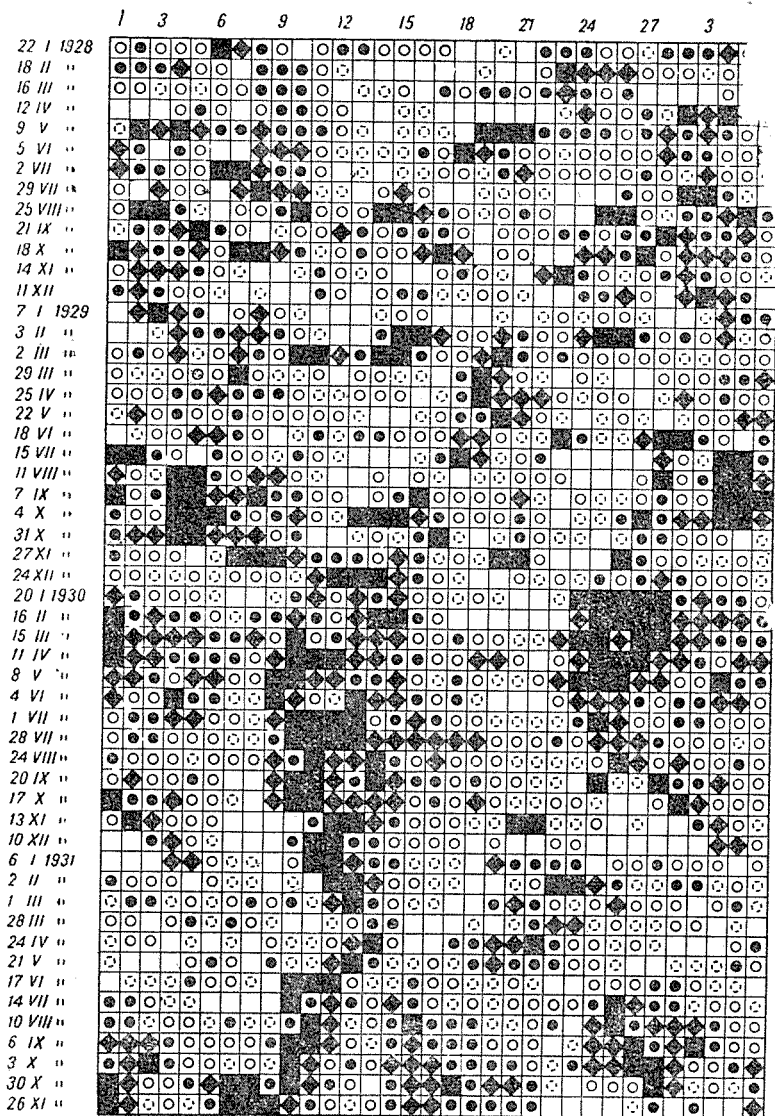


Рис. 33а. 27-дневная повторяемость магнитной активности с 1928 по 1931 г.

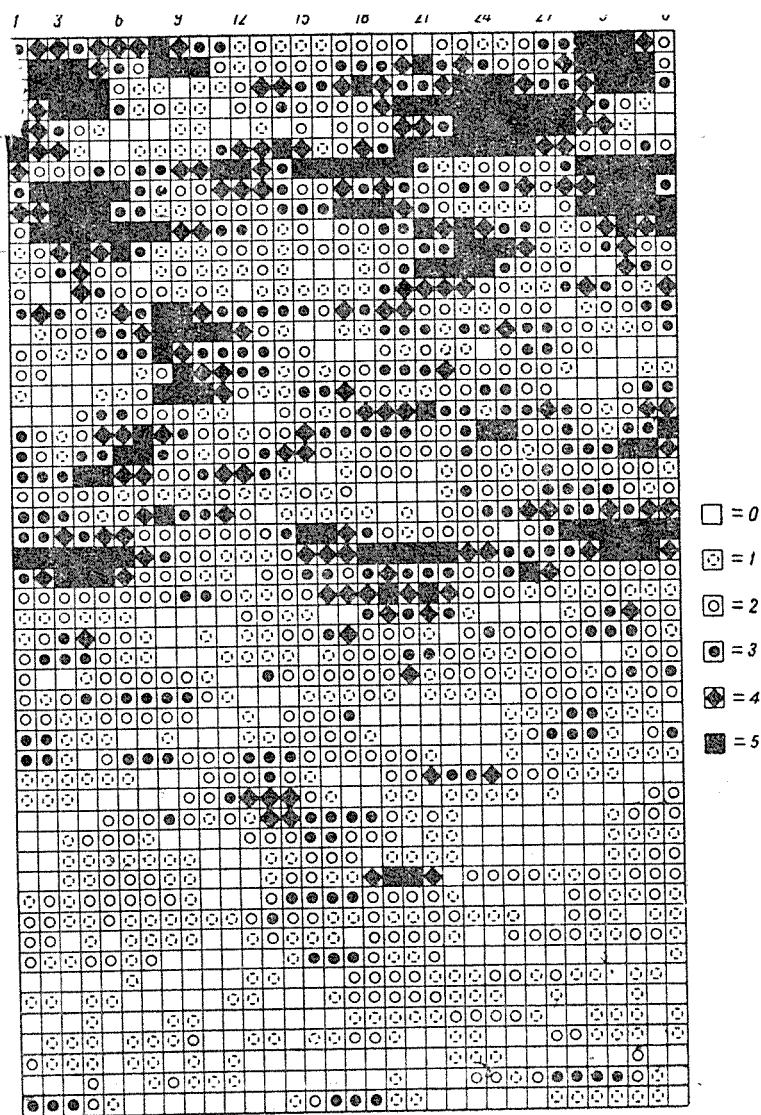


Рис. 33б. 27-дневная повторяемость числа солнечных пятен с 1928 по 1932 г.

щений, что эти области вращаются с солнцем и что они могут оставаться эффективными дольше одного периода вращения солнца — часто в течение многих таких периодов. Физикам, занимающимся исследованием солнца, не удалось до сих пор открыть какую-либо явную солнечную характеристику, связанную с этими областями; если в будущем они это сделают, то открытие будет иметь большое значение для возможности предсказания магнитных возмущений путем наблюдения солнца. Бартельс назвал эти „магнитно-эффективные“ области областями „М“. Здесь конечно, нет намека на то, что они оказывают магнитное влияние своим собственным магнитным полем; мощные локальные магнитные поля, связанные с солнечными пятнами, действительно, наблюдаются на солнце (при помощи эффекта Зеемана), но интенсивность этих полей становится незначительной на расстоянии, много меньшем, чем то, которое отделяет землю от солнца.

Диаграммы повторяемости Кри

Тенденция повторяемости магнитных возмущений может быть также иллюстрирована следующим образом. Выбираются дни с характеристикой „2“ в течение определенного периода. Характеристики для каждого из этих дней, а также для нескольких дней раньше и для некоторого числа последующих дней — возможно 30, возможно 60 или даже больше — выписываются в ряды, каждый для одного из выбранных возмущенных дней. Затем образуется среднее из каждой колонны значений, дающее среднюю характеристику для дней, предшествующих или следующих за выбранными днями в определенном интервале. Среднее для центральной колонны выбранных возмущенных дней равно, конечно, 2, среднее для других дней меньше 2. Рис. 34 представляет график значений, составленный указанным образом: наиболее характерной чертой является то, что через 27 или 28 дней после максимума, соответствующего выбран-

ным дням, имеется другой максимум, показывающий тенденцию повторяемости возмущений после такого интервала. Подобные же графики могут быть составлены из серий дней, следующих за выбранными спокойными днями (характеристика 0); графики дают глубокий минимум для выбранных дней и меньший минимум через 27 или 28 дней позже.

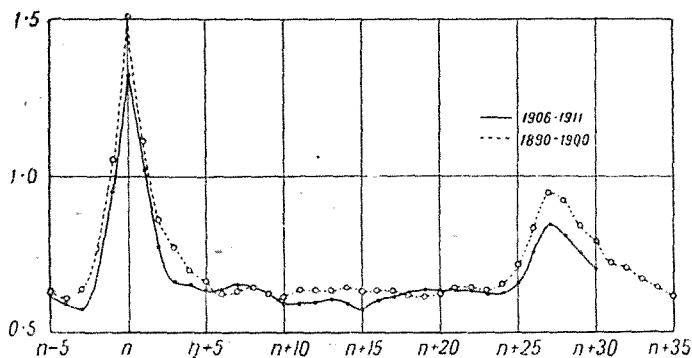


Рис. 34.

Рис. 34 основан на серии из 35 дней, следующих (и 5 предшествующих) за возмущенными днями: графики составлены из более длинных серий дней и показывают повторяющиеся пики, уменьшающиеся по своей величине после двух, трех и более интервалов в 27 или 28 дней. Такие диаграммы содержат, возможно, наиболее убедительное доказательство существования тенденции повторяемости.

Отдельные солнечные пятна и магнитные бури

Хотя магнитные возмущения могут происходить в дни, когда солнце не имеет пятен, все же найдено, что в общем наиболее сильные возмущения связаны

с присутствием больших пятен вблизи центра солнца. Большие пятна, однако, вовсе не всегда связаны с заметными магнитными возмущениями. Эти и другие уже описанные факты внушают мысль, что геомагнитные возмущения обусловлены некоторым излучением от ограниченных областей солнца, но часто не всегда связанных с солнечными пятнами, что излучение корпускулярно, будучи ограничено „лучом“ или потоком, исходящим в общем по радиальному направлению от солнца. Луч будет отставать от солнца при его вращении, но его форма будет вращаться вместе с солнцем (аналогично потоку воды, испускаемому вращающимся шлангом, который будет казаться несколько отстающим от вращения шланга). Если поток корпускул встречает землю, он производит магнитное возмущение, но многие отдельные потоки могут пропускать землю, соответствуя, таким образом, пятнам, не сопровождаемым возмущениями.

Время пробега от солнца

Если вышеупомянутые представления правильны и излучение солнечного агента, ответственное за магнитное возмущение, направлено, приблизительно, радиально, то тогда может быть определено время пробега этого агента от солнца до земли. Вещество, которое влияет на землю, должно излучаться, когда области излучения находятся в центре солнечного диска или, по крайней мере, на центральном меридиане солнца; ¹ когда такое вещество достигает земли, области должны передвинуться в направлении вращения от солнца. Допуская, что области излучения связаны с видимыми пятнами, можно определить время пробега до земли, измеряя время, потребное для перехода пятна (предположительно ответственного за возмущение) от центрального меридиана до меридиана, на котором оно лежит во время возму-

¹ Это утверждение должно быть слегка изменено, если принять в расчет орбитальное движение земли вокруг солнца.

щения. Найдено, что этот интервал заключается между 1 и 4 днями.

Та же идея может быть применена еще другим образом. Выбирая серию дней с магнитными возмущениями, суточные числа солнечных пятен для этих и соседних дней располагают в ряды, один для каждого выбранного дня. Затем берется среднее по каждой колонне и их отношение к среднему для выбранных

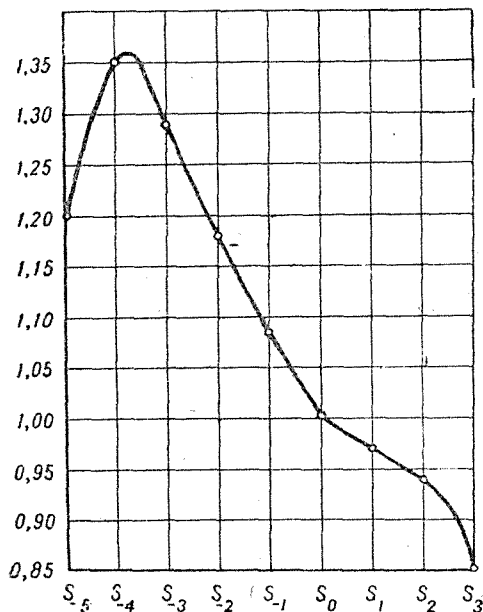


Рис. 35.

дней наносится на график; рис. 35 представляет кривую, полученную таким способом Мореном, из 121 возмущенных дней, выбранных в Париже за период 10 лет слабой солнечной деятельности. Рисунок выявляет слабый максимум суточных чисел солнечных пятен,

происходящий в среднем на $2\frac{1}{2}$ дня раньше наступления выбранных возмущений.

Таким образом приведенные доказательства внушают мысль, что время пробега солнечного агента, оцениваемое от 1 до 4 дней, соответствует средней скорости от 1100 до 270 миль в секунду. Так как эта скорость много меньше скорости света, то это служит добавочным доказательством корпускулярного характера солнечного агента.

Отклоняющее действие земного магнитного поля

Особенности географического распределения магнитных возмущений и их связь с полярными сияниями дают, возможно, наиболее убедительное указание на корпускулярный характер солнечного агента, ответственного за эти два земных явления. Для околополюсного распределения сияний и интенсивного поля возмущений вблизи зоны полярных сияний получается простое и естественное объяснение с помощью гипотезы, что эти явления обусловлены электрическими заряженными корпускулами, входящими в атмосферу земли извне и направляемыми земным магнитным полем к полярным областям.

Представляется необходимым заключить, что потоки этих корпускул должны содержать почти равные количества частичек противоположных зарядов; иначе излишек заряда одного знака был бы рассеян взаимным электростатическим отталкиванием.

Многое все же остается неясным в вопросе о том, как такие потоки корпускул ведут себя вблизи земли и после входа в земную атмосферу.

Отв. редактор Н. В. Розе.

Техн. редактор Г. М. Медвигинский.

Корректоры Г. М. Ривлина и Н. П. Ивашкова

Леноблгорлит № 5745. Издание № 102. Сдано в набор 10/X 1937 г. Подписано к печати 29/XI 1937 г. Кол. лит. л. 6. Кол. бум. лист. $2\frac{1}{16}$. Кол. зн. на бум. л. 130.000. Печ. л. $4\frac{1}{4}$. Ст. форм. бум. $70 \times 106\frac{1}{32}$. Зак. № 2193. Тираж 2000 экз.