

Л.А.АХВЕРДЯН, О.Г.ОВСЕПЯН

*ПРЕДСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗА*

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆՃԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՍՄՈԼՈԳԻԱՅԻ
ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ԳԱՌՆԻԻ ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ԴԻՏԱՐԱՆ

Լ.Ա.ՀԱԽՎԵՐԴՅԱՆ, Օ.Հ.ՀՈՎՍԵՓՅԱՆ

5320
ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՐԿՐԻ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ
ՆԵՐԿԱՅԱՑՈՒՄԸ ԵՎ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ

ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն

ԵՐԵՎԱՆ 1999



НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

ГАРНИЙСКАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ

Л.А.АХВЕРДЯН, О.Г.ОВСЕПЯН

*ПРЕДСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ ГЕОМАГНИТНОГО
ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗА*

Издательство "Гитутюн" НАН Армении
ЕРЕВАН 1999

Печатается по решению ученого совета Института
геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

Ответственный редактор:

доктор физико-математических наук А.Н.Пушков

Книгу рекомендовал к печати рецензент:

кандидат геолого-минералогических наук Э.Б.Аджимамудов

В книге изложены материалы обсерватории Гарни и Душети, на основе которых были составлены магнитные карты эпохи 1955-1990гг. для территории Кавказа. В дальнейшем они были использованы для составления карт Бывшего Советского Союза, а также мировых геомагнитных карт.

Книга предназначена для широкого круга читателей: инженеров геофизиков, научных сотрудников, студентов ВУЗ-ов, специализирующихся в области геофизики.

ВВЕДЕНИЕ

Появление новой магнитометрической аппаратуры, пригодной для установки на подвижных объектах (феррозондовые, протонные, квантовые магнитометры); развитие методов съемки с подвижных объектов (самолет; судно, спутник); внедрение вычислительных машин в практику обработки данных магнитных съемок; создание методов аналитического представления пространственно-временной структуры геомагнитного поля; широкий обмен данными привели в 1955-1975 гг. к исключительному прогрессу в изучении геомагнитного поля.

С 50-х годов модульные магнитометры широко применяются при съемках с самолета (впервые аэромагнитная съемка с индукционным магнитометром была выполнена в предвоенные годы А.А.Логачевым); с 1954 г. США и Канада начали проведение компонентных съемок с самолетов; с этого же времени БСС ведет морские компонентные съемки со специального неомагнитного судна "Заря"; с 1956 г. в практику морских съемок вошли буксируемые модульные магнитометры; с 1964 г. были проведены первые глобальные модульные съемки с искусственных спутников "Космос-49", "ПОГО-2". Итогом глобальных исследований геомагнитного поля, развивав-

шихся на основе международной кооперации [1], явилось создание в 1968г. первой международной аналитической модели геомагнитного поля.

Одновременно с развитием глобальных шло развитие региональных методов исследования геомагнитного поля. Причем, в ряде случаев, особенно в последние годы, региональным исследованиям уделялось значительно большее внимание. Это обстоятельство определяется целым рядом причин.

В первую очередь, каждое государство заинтересовано в детальной съемке своей территории. За рубежом, кроме государственных учреждений, например, Институт береговой и геодезической съемки - США, Институт географии - Япония, Центральная обсерватория - Канада, съемки ведут частные фирмы, связывая их с поисками полезных ископаемых.

Во-вторых, при съемках на ограниченных территориях может быть реализована существенно более высокая точность - точнее осуществляется привязка, точнее учет временных вариаций, съемка может быть выполнена за очень короткий временной интервал, что позволяет не учитывать вековую вариацию.

Появление нового высокоточного материала, как и в случае глобальных исследований, потребовало создания

методов обработки, как правило с помощью ЭВМ, и методов представления пространственной или пространственно-временной структуры геомагнитного поля на ограниченных территориях.

В зависимости от задач, стоящих перед съемкой, методы обработки и представления могут существенно отличаться. В общем виде задача обобщения данных магнитной съемки может быть сформулирована следующим образом - по значениям трех (или одного) элементов геомагнитного поля, измеренных в N точках, найти закон, определяющий распределение вектора поля (или одного из его элементов) - прямая задача; с тем, чтобы иметь возможность определить значение любого элемента (или только измеренного) в любой произвольной точке с координатами: φ , λ , h - обратная задача. На данном этапе предполагаем, что четвертая координата - время - фиксирована (карта или аналитическое представление выполняются для определенной "эпохи"). Говоря об одном элементе, мы имеем в виду, как правило, съемки, выполняемые с целью поиска полезных ископаемых. При решении этой задачи можно удовлетвориться измерением модуля полного вектора. В общем случае, геофизические съемки преследуют более широкий круг задач; изучение структуры магнито-активного горизонта земной коры, изучение структуры

разломов, изучение изменений поля локальных и региональных - повторные съемки территорий и т.д. При решении этих задач не всегда можно удовлетворяться знанием распределения модуля, необходимо векторное представление, и, соответственно, измерение трех компонент.

В сформулированной выше постановке задач представление пространственной структуры поля рассматривается, по крайней мере, с 1700г., если не ранее. Сначала она рассматривается для одного элемента (Δ) на плоскости, а позднее для семи элементов (X, Y, Z, H, D, J, T) в трехмерном пространстве. Характерными примерами последних лет могут быть съемки Канады [2], Скандинавских стран [3], Японии [4]. В 1964г. была проведена подробная аэромагнитная съемка территории Франции с одновременным проведением по редкой сети наземных компонентных измерений [5]. Задача обработки материалов этой съемки сформулировалась иначе - по подробной модульной информации и редкой наземной съемки найти распределение в пространстве (построить карты на поверхности и высоту модульной съемки) семи элементов магнитного поля.

При проведении аэромагнитной съемки на ограниченной территории работы занимают ограниченное время,

что позволяет не учитывать вековую вариацию, например, съемка Скандинавских стран [3]. При обобщении этих результатов более ранние съемки не учитывались, использовались только данные ПВХ (пунктов векового хода). При проведении съемки Франции, стремление получить максимально точный результат заставило принять меры к учету вековой вариации, хотя все работы были проведены менее чем за 1 год [5]. Съемка территории Японии заняла несколько лет и вековая вариация учитывалась по данным обсерваторий и ПВХ [4].

На территории БСС были выполнены две абсолютные съемки различной подробности [6,7]. Первая съемка была проведена за относительно короткий срок и при обобщении ее результатов данные предыдущих съемок рассматривались как относительные и приводились к опорной, без учета вековой вариации. Операция "приведения" исключала погрешности базисных значений относительных съемок и погрешности, обусловленные вековой вариацией. Вторая съемка [7], занявшая большой временной интервал, обрабатывалась с учетом вековой вариации, отчетливо выявив недостаточную точность карт вековой вариации Мира и БСС.

В данной работе развивается несколько иной подход к обобщению данных. Этот подход может быть назван

"методом корректировки глобальной модели". Задача обобщения данных этим методом может быть определена следующим образом: по заданному глобальному распределению и всей совокупности измерений, выполненных на территории выбранного региона, за достаточно большой интервал времени построить возможно более подробное представление пространственно-временной структуры поля трех элементов, позволяющих вычислить любые семь компонентов геомагнитного поля. При подобном подходе мы должны построить:

- а) Набор карт вековой вариации, позволяющей привести к одной эпохе данные разновременных измерений.
- б) Набор карт "нормальных полей" для эпохи 1970г. или любой другой, к которой приводились данные ранних наблюдений.
- в) Карты аномального поля.

Обработка и обобщение подобного рода позволяют представить данные наблюдений в виде, пригодном для решения широкого класса различных задач. Метод корректировки представления был опробован для территории Европы (только модуль) [8]. Возможность совместной обработки модульных данных и компонент для определения вековой вариации рассматривалась в работе [9].

Формулировка задач корректировки для значений поля, измеренных вдоль профиля, была дана в работе [10]. Примером практического использования метода корректировки является построение нормального поля территории Украины [11].

Магнитная картография в настоящее время превратилась в самостоятельный раздел геомагнетизма, перед которым стоит широкий круг задач, связанных с практической, прикладной стороной использования данных о геомагнитном поле.

Для геофизики представление пространственной структуры магнитного поля не является окончательной задачей - необходимо найти пути использования этих данных для развития представлений о внутреннем строении Земли. Поскольку речь идет о региональных исследованиях, необходимо выделить круг задач, которые могут решаться на этом материале.

С этой точки зрения карты вековой вариации необходимы не только как вспомогательный материал для приведения данных к одной эпохе, но и как фон для выделения аномалий вековой вариации. Рассматриваемый регион находился на периферии "Каспийского максимума" - района необычайно быстрых региональных изменений

вековой вариации, что так же представляет несомненный интерес.

Карты нормального поля носят чисто вспомогательный характер и необходимы для выделения аномального поля. Карты нормального поля "быстро стареют" и их необходимо пересоставлять. В силу того, что в работе рассматривается интервал 1955-1975гг., оказалась возможным определить зависимость коэффициентов простейшей аппроксимации от времени и осуществить экстраполяцию карт до 1990г. Исследования структуры аномального поля являются наиболее интересным именно в аспекте задач регионального плана. Комплекс геолого-геофизических задач, которые могут решаться на этом материале, рассмотрен в работе Ц.Г.Акопяна [12].

Работа построена в следующей последовательности:

I. Обзор работ, посвященных методам представления данных по ограниченным регионам, близких по задачам к поставленной в данной работе - I глава.

II. Постановка задачи, построение векторной модели вековой вариации, построение карт нормального поля, экстраполяция нормального поля на эпоху 1980г. - II глава.

III. Построение карт аномального поля для территории Кавказа, интерпретация полученных данных по всей территории и участкам Армении, обеспеченным необходимой

точностью, оценка возможности построения векторной модели - III глава.

Авторам пришлось столкнуться с большими объемами цифрового материала, приведение которого непосредственно в работе вряд ли целесообразно. Поэтому работа иллюстрирована в основном графическим материалом.

Представляется необходимым подчеркнуть те особенности работы, которые выделяют ее из класса работ подобного плана, а при исследованиях магнитного поля на ограниченных площадях в большинстве случаев на первый план выдвигаются задачи исследования аномального поля. Главное поле, вековые изменения рассматриваются как некоторые вспомогательные элементы, необходимые для устранения глобального фона во времени (вековая вариация) и в пространстве (главное поле). Подобный подход вполне оправдан, так как даже на площадях примерно 100км^2 и меньших можно обнаружить существование нескольких особенностей в структуре аномального поля, отражающих особенности геологического строения рассматриваемого региона.

В данной работе и вековая вариация, а главное и аномальное поле, рассматриваются как равноправные характеристики выбранного региона. Этот подход определяет и вторую особенность работы - необходимость каж-

дый раз, кроме преимуществ (точность, подробность) регионального представления оговаривать, при рассмотрении конкретных задач, ограниченность возможностей представления пространственно-временной структуры геомагнитного поля, построенных по ограниченной площади и ограниченному временному интервалу. Ограниченность пространственного представления можно преодолеть сопоставлением с большими площадями, а ограниченность во времени - сравнением с результатами исследований, охватывающих большие временные интервалы.

Работа выполнена в Гарнийской геофизической обсерватории Института геофизики и инженерной сейсмологии НАН Армении и в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн Российской Академии.

Большую помощь в сборе материалов авторам оказали сотрудники Института геофизики АН Грузии.

ГЛАВА I

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ НА ОГРАНИЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Приведен обзор методики съемки на ограниченных территориях и представление пространственной структуры поля по этим данным. В обзор включены работы с различным подходом к учету вековой вариации и данным предшествующих съемок.

§ I. Магнитная съемка Японии и прилегающих морей

Аэромагнитная съемка Японии, в соответствии с рекомендациями [SAC] и WMS, была проведена в 1961-1964гг. [4]. Эта съемка выполнялась над сушей Институтом географии, а над морем - Институтом гидрографии. Общая площадь, охваченная съемкой, составляет 3×10^6 км². Высота съемки = 10.000 футов.

Оценка точности выполнялась по измерениям над точками на поверхности Земли, для которых была известна величина модуля полного вектора и компонент (по наземным съемкам). Окончательная точность оценивается следующими величинами:

по $T \pm 20 \text{ нТл}$, по H и $Z \pm 100 \text{ нТл}$, по $D \pm 0.2^\circ$.

Точность привязки различна при съемке над сушей и над морем.

По трем измеренным величинам (T , D , H) вычислялись I , Z , Y , X . Эти данные после приведения к эпохе 1965г. представлялись в виде таблиц, дополнительно содержащих: номер маршрута, широту, долготу, дату и время. Приведение к эпохе осуществлялось по обсерваториям: Лимосато, Какиока, Кемабетсу и Канойа.

Данные аэромагнитной съемки были использованы для построения карт Японии масштаба 1:2.500.000 всех вышеперечисленных элементов магнитного поля. При построении этих карт использовались и данные съемки по проекту "Магнит". На картах проведены две системы изолиний. Изолинии, представляющие измеренное поле (первичное сглаживание материала, позволяющее исключить вариации, ошибки измерений и частично локальные аномалии - выполнялось при обработке), и изолинии, представляющие "нормальное" поле рассчитанное по полиному. "Нормальное распределение" рассчитывалось следующими методами.

Методом наименьших квадратов рассчитывались коэффициенты полиномов второй степени:

$$T = T_1 + a_1 \Delta\varphi + B_1 \Delta\lambda + c \Delta\varphi^2 + d_1 \Delta\lambda^2 + e_1 \Delta\varphi \Delta\lambda$$

для остальных компонент I , H , Z аналогично.

Где: $\Delta\varphi = (\varphi - 37^{\circ}00'N)$; $\Delta\lambda = (\lambda - 135^{\circ}00'E)$

T_0, D_0, H_0, Z_0, Y - соответственно, значения в точке φ_0, λ_0 .

Вероятное отклонение от "нормального распределения", заданного полиномом, составляет:

$$T = \pm 143\gamma; Z = \pm 136\gamma; H = \pm 53\gamma; Y = \pm 7'; D = \pm 3'.$$

Затем для D, H, X, Y методом наименьших квадратов рассчитывалось распределение:

$$X = X_0 + a_6\Delta\varphi + B_6\Delta\lambda + c_6\Delta\varphi^2 + d_6\Delta\lambda^2 + e_6\Delta\varphi\Delta\lambda$$

$$Y \cos \varphi = Y_0 + a_7\Delta\varphi + B_7\Delta\lambda + c_7\Delta\varphi^2 + d_7\Delta\lambda^2 + e_7\Delta\varphi\Delta\lambda$$

с учетом соотношений: $\frac{\partial(Y \cos \varphi)}{\partial} + \frac{\partial X}{\partial \lambda} = 0 \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2}$

$$D = t_{\xi}^{-1} \frac{Y}{X} \quad (X_0 \text{ и } Y_0 - \text{величины при } \varphi = \varphi_0, \lambda = \lambda_0).$$

Для X вероятное отклонение составляет $\pm 61nT\lambda$, а для Y - $\pm 33nT\lambda$. Благодаря проведенной работе, Япония обладает комплектом вполне современных карт. Это позволяет выполнять более детальные съемки отдельных наиболее интенсивных районов страны. На материалах этих съемок уже выполнено большое количество исследований строения верхней магнитоактивной оболочки, современных движений и т.д.

По характеру проведения, методике обработки эту съемку можно считать "классической" для съемок на больших территориях и глобальных. Сопоставляя ее

результаты с результатами съемки Скандинавских стран или территории Франции, можно отметить факторы, которые в конечном итоге снизили качество представления пространственной структуры поля. Во-первых, маршруты съемки распределены весьма произвольно. Это обстоятельство существенно затруднило применение машинной обработки и в конечном итоге неоправданно ослабило составление карт. Во-вторых, съемка заняла четыре года и поправки за SV составляют не менее $80 \pm 100 \text{ нТл}$.

§ 2. Съемка Скандинавских стран

В 1965г. магнитологами Канады за очень короткий срок (менее года) была выполнена аэромагнитная съемка над Гренландией, Гренландским морем, Исландией и Скандинавским полуостровом. Ко времени проведения этой съемки Канада имела уже большой опыт проведения аэромагнитных компонентных съемок регионального характера [1]. Канадскими магнитологами в период 1957-1970г. внесен основной вклад в развитие методики региональных аэромагнитных компонентных съемок [2].

При проведении съемки Скандинавских стран работы выполнялись модернизированным прибором, что позво-

лило реализовать точности съемки в два раза более высокие, чем при съемке Японии. Окончательная погрешность, оцененная по пересекающимся маршрутам, составляет 30-50нТл по модулю; 50-60нТл по вертикальной и горизонтальной составляющим; 0.2° - 0.5° по угловым компонентам.

Маршруты 1965г. над Скандинавией представлены на рис. 1.1. Следует обратить внимание на строгую систему, заложение которой определялось структурой поля и характерным простиранием геологических структур исследуемого региона. Расстояние между маршрутами различно, что определяется возможностями привязки и требованиями последующей детализации на картах. Над Исландией и Скандинавией расстояние между маршрутами составляет 30км, что близко к протяженности коровых аномалий. Съемка над этими районами выполнена на высоте 3км. Съемка над Гренландией и Атлантическим океаном носила другой, скорее рекогносцировочный характер. Расстояние между маршрутами 100км, высота съемки 5км.

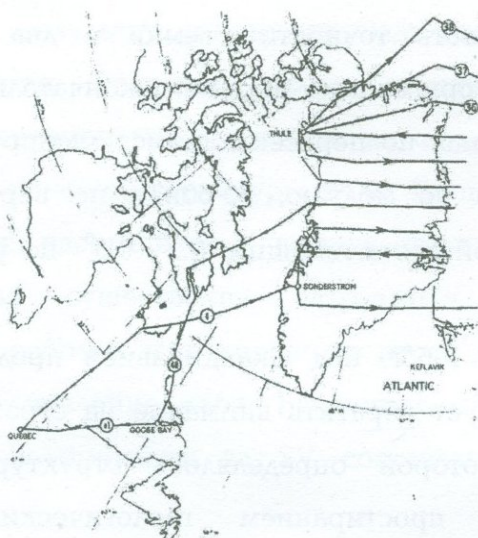


Рис.1.1. Маршруты аэромагнитной съемки Скандинавских стран, выполненной в 1965г. с помощью трехкомпонентного магнитометра. Маршруты съемки строго упорядочены, что упрощает обработку результатов. Наличие секущего маршрута позволяет оценить точность съемки. Большой объем информации и ее высокое качество позволили построить карты только по этим данным. Дополнительно использовались только данные обсерваторий.

Одновременно с развитием методики магнитной съемки была создана методика обработки и представление пространственной структуры геомагнитного поля. Отличительной особенностью этой методики является то, что она рассчитана на материал определенного качества и однородности, что предопределено характером съемки [13].

Очень короткое время, затраченное на проведение съемки, позволяет не учитывать вековой вариации. Нормальное поле представляется в виде коэффициентов ряда Тейлора и соответствующих карт сглаженных значений только по данным собственной съемки. При определении коэффициентов ряда Тейлора равномерная сеть исходных данных упрощает обработку на машине. Дается карта остаточных полей (разность между измеренными и рассчитанными значениями).

При аэромагнитной съемке информативность окончательных данных вдоль маршрута и перпендикулярно ему различна. Вдоль маршрута можно иметь сколько угодно (по дискретности работы прибора) подробную выборку. Подробность выборки перпендикулярно маршрутам определяется расстоянием между ними. В силу этого, дополнительно картам остаточных полей даются значения остаточного поля вдоль маршрута в виде графика или векторов, учитывающих ориентацию остаточного поля в пространстве.

§ 3. Магнитная съемка территории Франции

В 1964-1965 гг. была выполнена новая магнитная съемка территории Франции [5]. До этого времени магнитные

карты Франции базировались на данных съемки, проведенной в 1921-1927 гг. Е.Матиасом и Б.Мареном. По своему характеру съемка отличается от всех съемок, распространенных в предыдущих параграфах - результаты съемки по точности являются предельно высокими для модульных съемок. Разумное сочетание подробной модульной съемки с редкой компонентной наземной позволило дать представление поля для территории Франции в виде карт всех элементов. При проведении подготовки к съемке были выполнены расчеты, показавшие, что методика пересчета модуля в компоненты при задании нулевого приближения по достаточно точным наземным наблюдениям может обеспечить более высокую точность, чем непосредственное измерение компонент с самолета. Несмотря на то, что съемка охватывает ограниченную территорию, ее результаты имеют большое значение с методической точки зрения и чисто научной.

Первая задача - задача представления глобальных особенностей по этим данным не рассматривалась, если не считать вопроса о соотношении между представлением "нормального поля", найденного по данным этой съемки, и моделью "МАП" (IGRF). Вопросы вековой вариации решены также в региональном плане. Показано, что "Парижская аномалия" вековой вариации является

ошибкой, обусловленной погрешностями первичных наблюдений. Третья задача - задача геолого-геофизического плана решена наиболее полно и прекрасно иллюстрирует возможности магнитометрических методов изучения строения верхней магнитоактивной оболочки, если эти методы базируются на высокоточной информации.

Магнитная съемка территории Франции была выполнена на высоте 3000м над уровнем моря и состояла из меридиональных профилей, проходивших на расстоянии 10км один от другого, и профилей вдоль параллелей, проходивших один от другого на расстоянии 100км. В области Альп измерения выполнены на высоте 5000м. Магнитные измерения выполнялись двумя магнитометрами с оптической накачкой на парах цезия, работавших синхронно, на самолете и на наземной станции. Сеть наземных станций использовалась как для введения поправок за временные вариации поля, так и для учета вековой вариации. На территории Франции вековая вариация модуля полного вектора меняется от 22нТл/год до 40нТл/год.

При съемке были обеспечены следующие точности привязки: по высоте - 30м, в горизонтальном плане - 50м. Наличие широтных и меридиональных профилей позво-

лило дать четкую оценку ошибок, которая характеризуется следующей таблицей (1.1).

Результаты съемки представлены в виде: каталога точек, сводной карты масштаба 1:1000000, карты профилей 1:200000. Дальнейшая обработка материалов заключалась в определении нормального поля, которое авторы отождествляют с полем глубинного источника - "главным полем".

Таблица 1.1

	$1 < 1$	$1 < 1 < 2$	$2 < 1 < 3$	$3 < 1 < 4$	Число точек
Северный широтный профиль	10	6	3	1	20
Центральный широтный профиль	8	8	2	2	20
Южный широтный профиль	10	8	0	0	20
Общее	30	32	5	3	60
%	50	37	8	5	100

Как правило, для определения нормального поля на ограниченной территории желательно иметь распределение измеренных значений по несколько большей территории, чтобы уменьшить погрешность на границе. В данном случае по сопредельным странам съемки подобного качества не проводились и нормальное поле строилось по

данным собственных измерений. Распределение нормального поля было найдено в виде полинома второй степени с использованием, для определения коэффициентов, метода наименьших квадратов. Показано, что нормальное поле построено с точностью не более 5нТл , и только на границах региона возможны отклонения до 10нТл .

Следующим этапом было построение карты значений ΔT_a . Эта карта построена в масштабе $1:1000000$ с изодинамами через 5нТл . Для вычисления распределения компонент было использовано нулевое приближение, найденное экспериментально с высокой точностью, по измерениям в 26 точках компонент D; H; T. Эти данные использовались не сами по себе, а для корректировки ряда Гаусса. Нормальное поле модуля аппроксимируется полиномом второй степени и, аналогично, должны аппроксимироваться нормальные поля и других компонент. По компонентам можно вычислить модуль и оценить точность построения нормального поля по экспериментальным данным.

Имея распределения измеренных значений модуля полного вектора (нормальное поле и отдельно аномальное) и нормального поля компонент (нулевое приближение), можно было приступить к вычислению компонент. Высокая точность T_0 , ΔT , X_0 , Y_0 , ΔZ обеспечивает высокую

точность вычисления ΔX , ΔY , ΔZ . Погрешность вычисления определяется основным предположением о совпадении T и ΔT по направлению (индуктивное намагничивание). Этот же материал при статистическом подходе к аномальному полю, как случайному процессу, позволяет получить представление о статистическом распределении намагниченности и дать оценку основного допущения. Полный комплект карт компонент геомагнитного поля территории Франции имеет среднеквадратичные погрешности не более 20 нТл. Таким образом, мы видим, что по ограниченной территории, базируясь на подробном и точном исходном материале, можно получить точность представления пространственной структуры на порядок большую, чем для всей Земли (при имеющейся информации). Соотношение между точностью представления модуля и компонент в обоих случаях практически одинаково - в 4-5 раз определен точнее, чем компоненты.

Опыт работ на территории Франции не может быть безоговорочно перенесен на съемки других территорий. Например, съемка территории БСС сталкивается с существенно большими трудностями не только из-за больших размеров, что требует большего времени и существенно лучшего знания пространственно-временной структуры вековой вариации для сведения разновре-

менных съемок. Кроме этого фактора существенно более сложен учет временных вариаций, особенно в северных районах, и погрешность привязки, даже при тех же точностях, что и территории Франции, больше в силу существенно большей аномалии поля по ряду районов.

§ 4. Съемка Бывшего Советского Союза (БСС)

Трехкомпонентная съемка территории БСС была выполнена за период 1932-1945г. [14]. По данным этой наземной съемки были построены первые достаточно подробные карты, позволяющие представить наиболее общие черты пространственной структуры геомагнитного поля.

Эти данные легли в основу серии карт нормального поля, которые переиздаются периодически до настоящего времени. Исправление карт за вековую вариацию осуществляется по данным сети обсерваторий (непрерывные измерения изменений поля X (измерения через 5 лет).

Карты общего распределения и карты нормального поля до определенного момента удовлетворяли запросы народного хозяйства, решая в основном две основные задачи. Они служили основой для дальнейших региональных и локальных исследований и базисом для выделения аномального и магнитного поля. Однако карты год от года

старели, по мере накопления ошибок, а магнитные съемки с появлением новой аппаратуры становились точнее.

Министерство геологии, основной производитель детальных и точных съемок (в последние годы преобладают модульные аэромагнитные), поставил вопрос о необходимости "обновления" основы - данных, по которым могло бы быть построено более точное "нормальное" поле, удовлетворяющее современным запросам. Учреждениями Министерства геологии на территории БСС были созданы две "опорные абсолютные сети" [6,7], подчиненные несколько различным задачам. За короткий временной интервал ВНИИ Геофизика была создана "абсолютная опорная сеть" - редкая сеть аэромагнитных маршрутов, охватывающих всю страну. Опорная картографическая сеть ВИТР-а [7], существенно отличаясь от первой подробностью, потребовала существенно больший отрезок времени и учета вековой вариации. Материалы первой опорной сети могут быть обработаны по методике, принятой при обработке материалов съемок Скандинавских стран или Франции. Существенную трудность создает только неравномерная сеть. Материалы второй съемки могут обрабатываться по методике, аналогичной обработке съемки Японии.

Следует отметить, что существующая на территории страны сеть ПВХ (пунктов повторных наблюдений) с интервалом повторения в 5 лет не могла обеспечить подробную работу данными о вековой вариации необходимой точности.

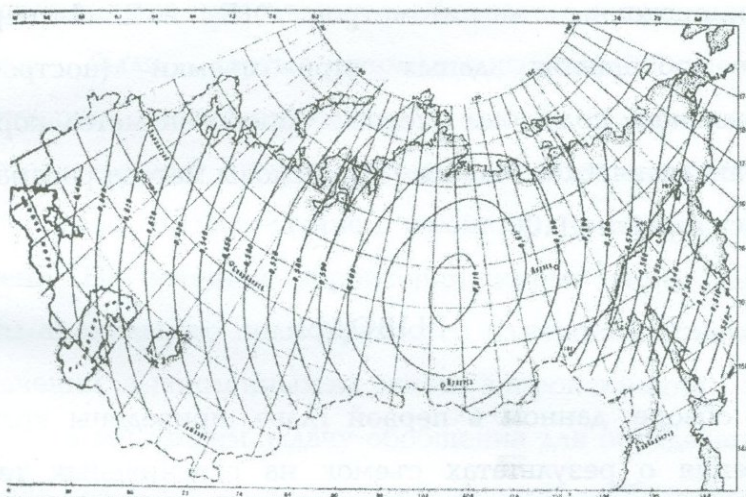


Рис. 1.2 Карта нормального поля территории БСС, построенная по данным опорных сетей ВНИИ Геофизики и ВИТР.

Кроме этих и чисто производственных съемок в различных регионах БСС выполнялись отдельные работы, например, съемка Курило-Камчатской переходной зоны [15], съемка с.Байкал [16] и т.п. Однако все эти измерения выполнялись с модульным прибором - значительных компонентных измерений на территории БСС не проводилось.

Исключение составляет территория Украины, на которой Институт геофизики повторил полностью наземную компонентную съемку по объему, близкую к генеральной съемке, значительно более высокого класса по точности измерений. Измерения выполнялись следующими приборами: протонным магнитометром, QNM и Z. На первом этапе обобщения данных этой съемки (построение нормального поля) был впервые опробован метод коррекции аналитической модели [11]. Основы метода рассматривались в работе [10].

ВЫВОДЫ

В обзоре, данном в первой главе, приведены краткие сведения о результатах съемок на ограниченных территориях и картографических представлениях, выполненных по результатам этих съемок.

1. В последнее десятилетие для построения новых современных магнитных карт было выполнено несколько специальных компонентных аэромагнитных съемок ограниченных территорий. Особое место занимает съемка территории Франции, где вместо аэромагнитной компонентной съемки была выполнена предельно точная модульная аэромагнитная съемка, для построения векторной модули пространственной структуры поля,

дополненная компонентными измерениями на сети наземных пунктов.

2. Если для региона за короткий срок получена новая точная информация, то при ее обработке, в большинстве случаев, более ранняя, а соответственно и менее точная, информация не используется. Результатом проведенных съемок были карты нормального поля заснятой территории, построенные на основе аппроксимации пространственной структуры аналитическим выражением, как правило, представлением полинома не выше второй степени. На заснятые территории, кроме этого, даются карты аномального поля - разности измеренных значений и значений, вычисленных на основе аппроксимации.

3. Если мы ставим задачу обобщения для определенного региона накопленной ранее информации, необходимо:

- а) построить максимально точные карты вековой вариации тех компонент, которые подлежат картированию для всего временного интервала, по которому имеется экспериментальная информация;
- б) привести данные разновременных съемок и измерений к одной эпохе и на эту эпоху построить карты измеренных значений;

в) на эту эпоху построить карту нормального поля и дать ее аналитическое представление для удобств дальнейшего использования.

Наиболее близкий подход был использован при построении карт территории Японии. Однако опыт, полученный при картировании территории Франции, показывает, что рационально максимально использовать наиболее точную модульную информацию не только для построения точных модульных карт, в которых заинтересованы производственные организации, но и для уточнения пространственной структуры компонент геомагнитного поля.

Выбранная вами территория не обеспечена единой однородной информацией ни по модулю полного вектора, ни по компонентам, соответственно необходимо найти путь, обеспечивающий возможность решения поставленной задачи при минимуме исходных экспериментальных данных. В качестве метода построения карт мы используем метод корректировки более общей модели. Вполне естественно, что это может принести успех при построении карт вековой вариации и нормального поля, но представление пространственной структуры аномального поля - особенностей с пространственными размерами 10-15км без экспериментальной информации невозможно. Причем подробность и точность съемок при решении

последней задачи являются фактором, определяющим возможности представления пространственной структуры и последующей ее интерпретации.

В данном случае, рассматривая структуру геомагнитного поля на территории Кавказа, мы вынуждены были пойти по пути представления пространственной структуры вековой вариации и нормального поля для всего региона, а аномального поля и аномалией вековой вариации только по тем участкам, где экспериментальные данные удовлетворяли необходимым условиям по подробности и точности.

ГЛАВА II

КАРТЫ ВЕКОВОЙ ВАРИАЦИИ ИНТЕРВАЛА 1955-1975гг.

КАРТЫ НОРМАЛЬНОГО ПОЛЯ ЭПОХИ 1970-1990гг.

Экспериментальные данные по рассматриваемой территории весьма разнородны и относятся к интервалу 1955-1990гг. Для построения карт нормального поля их необходимо привести к одной эпохе, следовательно, необходимо построить представление об изменениях поля за рассматриваемый интервал времени - построить серию карт вековой вариации.

Для построения карт вековой вариации нормального поля рассмотрены возможности метода коррекции глобальной аналитической модели, требующего минимального числа экспериментальных точек и позволяющего свести к минимуму погрешность на границе картируемой территории. Показана возможность простого аналитического представления пространственной структуры поля и вековой вариации на ограниченной территории с помощью полинома.

Представление пространственной структуры поля и вековой вариации дается в векторной форме, т.е. картами трех ортогональных компонент. Кроме этого даны карты модуля полного вектора, измерение которого в последние

годы широко проводятся производственными организациями Министерства России и стран СНГ при геологоразведочных работах.

Показана возможность, при определении коэффициентов полинома, использовать всю совокупность имеющейся экспериментальной информации одновременно и по компонентам и по модулю, повышая точность аппроксимации пространственной структуры компонент за счет более подробной и точной модульной информации.

Определение зависимости коэффициентов, аппроксимирующих пространственную структуру вековой вариации и поля, от времени позволяет развить простой и точный метод приведения карт к новой эпохе и прогноза - экстраполяции на пять лет вперед. Для построения карт были использованы данные обсерваторий Гарни и Душети.

§ 2.1. Абсолютные наблюдения

а) Определение Т

Определение Т в обсерватории Гарни ведется протонным магнитометром типа ПМП-2А с чувствительностью $\pm 1 \text{ нТл}$. Измерение частоты прецессии протонов проводится с помощью помехоустойчивого датчика. Значит Т вычислялось по формуле:

$$T = \frac{N_{\text{част.}}}{\text{отсчет в сек.}}$$

Наблюдения проводились три раза в день и больше (в летний период), а осенью сократились. Длительность наблюдений - 3 мин.

б) Определение Н

Определение Н ведется с помощью кварцевого магнитометра М-15 /QNM/. Из практики работ известно, что М-15 имеет температурную погрешность и является относительным прибором.

В настоящее время в обсерватории проводятся компонентные измерения с помощью кольца Гельмгольца. С этой целью внутри колец помещается датчик протонного магнитометра, которым компенсируются поля Н — составляющего, производятся замеры Z, после чего по формуле, имея величины Z и T, определяется Н

$$T = (H^2 + Z^2)^{1/2}$$

в) Определение угла D⁰

Измерения D проводились с помощью теодолита ТТ-50. Азимут Мира определен летом 1975, 1980, 1985, 1990гг. по Полярной звезде. Определение производилось по следую-

щей схеме: $D = \text{Азимут Мира} - \text{Мира на теодолите} + \text{магнитный меридиан на теодолите}$.

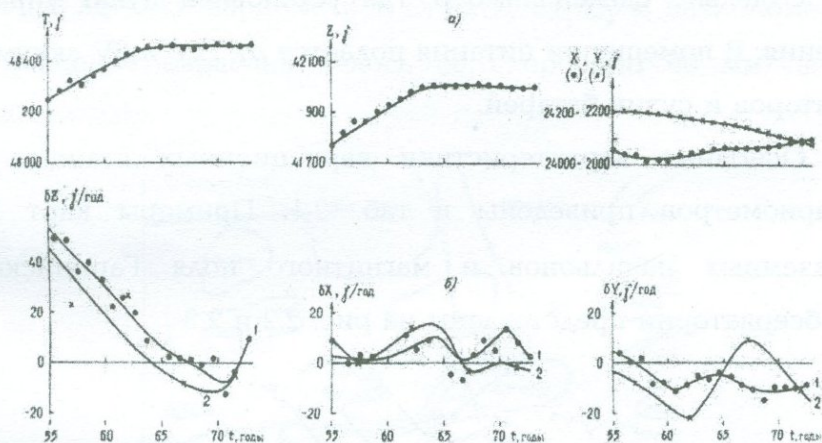


Рис. 2.1. а) График изменений T, Z, X и Y Душетской обсерватории. Изменения поля за период 1955-1970 гг. составляет: по Z -247нТл, по T -220нТл, по X -22нТл, по Y -100нТл. Точность измерений 1-2нТл.

б) Изменения X, Y и Z , составляющих ($\delta X, \delta Y, \delta Z$) в обсерватории Душети (кривая 1) и на ПВХ Астара (кривая 2). Наличие непостоянного во времени градиента, исключает возможность приведения данных на рассматриваемой территории по данным обсерватории.

§ 2.2. Вариационный павильон

В одном из павильонов обсерватории на постаментах установлены датчики (вариометры и регистры).

Постаменты высотой 1.2м из немагнитного кирпича (силикатного). Расстояние между датчиком и регистром

200мм. Постаменты под регистром на 10см ниже, чем постаменты датчиков.

Отдельно сделан тамбур, где установлен пульт управления. В помещении питания подается от 12V и 6V аккумуляторов и сухих батарей.

Основные характеристики вариационных станций и вариометров приведены в таб. 2.1. Примеры карт Z_a наземных павильонов и магнитного поля Гарнийской Обсерватории представлены на рис. 2.2 и 2.3

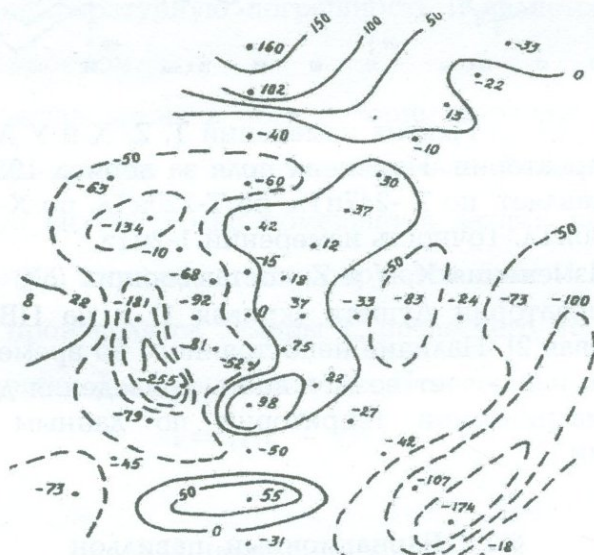


Рис. 2.2. Карта Z_a участка наземных павильонов обсерватории Гарни.

В павильоне в качестве I серии установлена пятикомпонентная электромагнитная станция*. В павильоне установлены датчики вариометров D, H, Z, E_x, E_y и наклонометры. Вращение барабана велось со скоростью 90 мм/час и 20 мм/час.

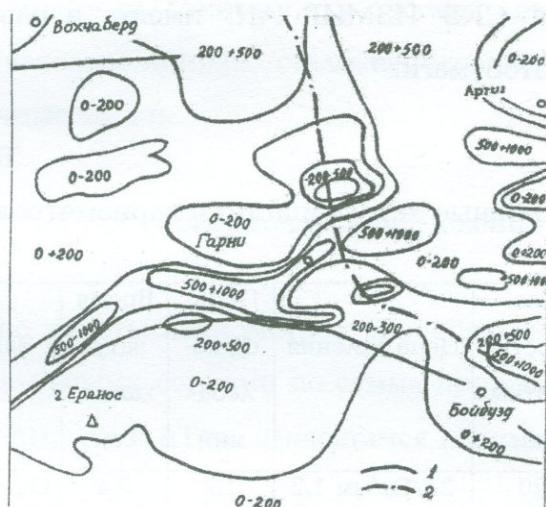


Рис. 2.3. Карта Z_a аномального магнитного поля Гарнийского участка: 1-оси антиклиналей; 2-граница магнитных зон; 3-место стройки обсерватории.

II серия - установлены H, Z, D, T вариометров, вращение барабана со скоростью 20мм/час.

* Изготовлено в ИЗМИР АН СССР в отделе переменного геомагнитного поля Б.Н. Бобровым и Ю.Н. Бурцевым в 1972г.

III серия - установлены D, H, Z вариометров, вращение барабана со скоростью 90мм/час.

Основная характеристика станции представлена в табл. 2.1.

Регистраторы типа РП-280-2 и РЛП-00-00-000 ВТУ, выпускаемые СКБ ИЗМИР АН, имеют неравномерную протяжку фотобумаги.

Таблица 2.1

Основные характеристики вариометров

Серия	Датчики	Скорость протяжки	Цена деления	Период колебаний	Время затухания, сек	Задача серии
I	H	20	2 нТл/мм 1,2	1.2	3.4	Основная рабочая, для подсчетов и определения К-индексов
	D	мм/сек	2 нТл/мм 1,4	1.3	4.8	
	Z		1,9 нТл/мм 1,5	1.4	5.0	
II	H	20	2,8 нТл/мм 0,8	1.0	4.0	Контрольная серия плюс Т-составляющая
	D	мм/сек	2,5 нТл/мм 1,1	1.2	4.1	
	Z		2,3 нТл/мм 1,4	1.6	4.2	
	T		2,6 нТл/мм 0,9	1.2	3.8	
III	D	90	0,4 нТл/мм 0,9	1.3	5.2	Ускоренная серия для детализации магнитограмм
	H	мм/сек	0,5 нТл/мм 1,2	1.4	5.4	
	Z		0,8 нТл/мм 1,3	1.8	5.8	

При скорости протяжки 20мм/час протягивается 20:2 мм фотобумаги. Отсюда, только при наличии часовых меток, ошибка в определении времени внутри часового интервала будет 6мин. Для многих измерений это недопустимо. При наличии минутных меток ошибка сокращается примерно до 15сек. Поэтому для рабочих серий, дополнительно к часовым линиям, стали необходимы еще минутные тысячные метки.

§ 2.3. Вариационные наблюдения

Качество работы вариометров проверялось по разности между различными сериями по сумме приращений составляющих ΔH , ΔZ и ΔT по имеющимся абсолютным наблюдениям.

Измерение разности в спокойные дни для I и II серий по D - 0.6нТл, по Z - 0.3нТл, по H - 0.2нТл.

Проверка среднемесячных значений, вычисленных по формуле $\Delta T = \Delta H \cos I + \Delta Z \sin I$, дает расхождение, не превышающее ± 1.2 нТл. Наибольшая частота регистрируемых на магнитограммах вариации составляет 2.3Гц, пределы вариаций - 0.5нТл до 70-80нТл.

а) Градуировка вариометров

Проводится путем передачи тока определенной величины в градуировочное кольцо, состоящее из одного витка, уложенного вокруг датчика.

Постоянный ток через регулировочное сопротивление (R) и миллиамперметр класса 0.2 поступает на тумблеры для переключения составляющих и направлений тока. Далее ток поступает на разъем, к которому можно подсоединить градуировочные кольца любых серий

$$H = (2\pi \cdot 10) / R \text{ нТл/ма}$$

где R - радиус датчика в см, H - поле, создаваемое в центре датчика.

Для проверки нелинейности в показаниях вариометров иногда проводится градуировка тока различных величин. Для градуировки магнитно-вариационной станции использован пульт управления, который входит в комплект станции.

б) Серия вариометров и магнито-вариационная станция

Вариометры настраивались на геомагнитное поле, величина которого определялась нами перед заказом. Как видно из табл. 2.1, цена деления колеблется в широком диапазоне, от 0.5нТл до 3нТл и более. Фокусное расстоя-

ние линз вариометров было выбрано 200см от регистратора. Ориентация вариометров - к северу от регистратора.

Период собственных колебаний от 2-3сек и более. Изменения базисных значений вариометров при их правильной установке не превышает 2нТл/год.

Магнитно-вариационная станция системы Боброва предназначена для полевых условий, так и для установки ее в обсерватории.

Подробное описание этих станций приводится в инструкции, выпускаемой СКБ-ИЗМИР АН СССР.

§ 2.4. Обработка материалов МВС

Для получения средней картины изменения магнитных элементов в течение суток производили вычисления средних суточных ходов по всем, спокойным и возмущенным дням (S_n , S_q , S_D).

Обработка суточных вариаций заключалась в следующих операциях:

- а) нахождение значений среднечасовых ординат суточного хода каждого элемента поля в мм;
- б) перевод (путем умножения на цены деления установок) среднечасовых ординат, выраженных в мм, в абсолютные единицы (нТл);

в) нахождение суточного хода каждого элемента поля как разности между среднечасовыми и среднесуточными значениями. Вычисление суточных ходов по всем дням производили по среднечасовым значениям одного и того же часа каждых суток для всех дней месяца, а по спокойным и возмущенным дням по среднечасовым значениям одного и того же часа каждых суток, из 5 международных спокойных и 5 международных возмущенных дней.

а) Суточные ходы составляющих
магнитного поля (S_n , S_q , S_D).

Для получения картины изменения компонентов магнитного поля в течение суток производились вычисления суточных ходов по спокойным S_q и возмущенным S_D , и по всем дням S_n .

Для вычисления суточных ходов получали среднемесячную величину для каждого часа солнечных суток. Исходными данными для определения годовых вариаций являются среднемесячные величины элементов магнитного поля.

Результаты суточных ходов по ст. Гарни, начиная с 1985г, приведены на рис. 2.4 и 2.5.

При рассмотрении суточных ходов вертикальной составляющей видно, что ход имеет вид простой волны с максимумом в 14 часов (рис. 2.4). Вариации по спокойным дням сходны с вариациями по возмущенным дням, изменена лишь амплитуда. Суточный ход горизонтальной составляющей имеет минимум в 10 часов и в 19 часов местного времени с максимумом в 14 часов (рис. 2.5).

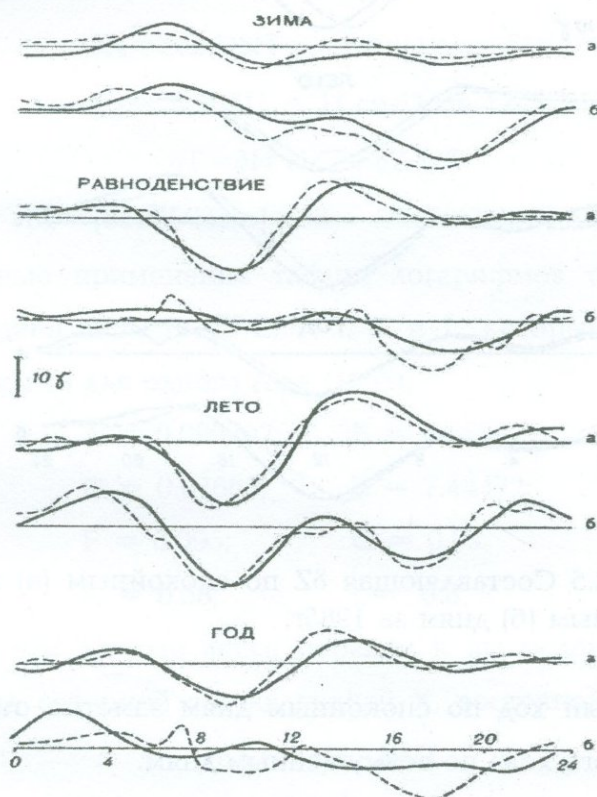


Рис.2.4 Составляющая δH по спокойным (а) и возмущенным (б) дням за 1985г

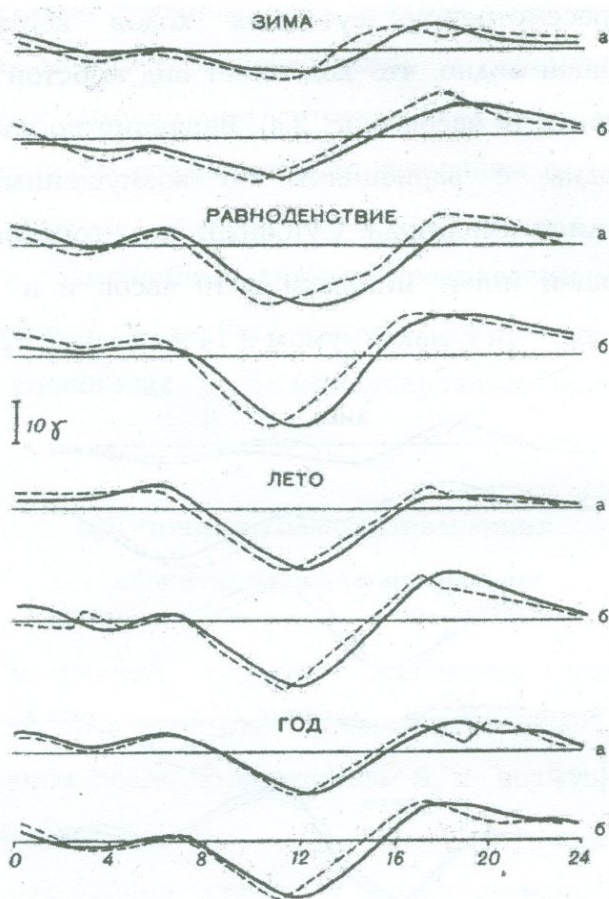


Рис.2.5 Составляющая δZ по спокойным (а) и возмущенным (б) дням за 1985г.

Суточный ход по спокойным дням заметно отличается от суточного хода по возмущенным дням.

Суточный ход δT имеет вид простой волны с минимальным значением в 10 часов и с максимальным - 14-15

часов. Форма записи по сезонам в основном сохраняется (рис. 2.6).

Имея под рукой абсолютные значения элементов геомагнитного поля, которые соответственно составлены за 1985 год $H = 25682$; $T = 47806 (\pm 3)$;

$$Z = 40252; \quad D = 4^{\circ}26,$$

и используя абсолютные значения поля, соответственно по формуле

$$\delta X = \cos D \delta H - H \sin D \sin 1' \delta D$$

$$\delta Y = \sin D \delta H - H \cos D \sin 1' \delta D$$

$$\delta T = \delta H H/T + \delta Z t/T$$

$$\delta Y = (\cos^2 Y / H \sin 1') \delta Z_1 - (\sin^2 Y / Z \sin 1') \delta H$$

с помощью применения таблиц логарифмов определили коэффициенты A, B, C, E, F ... K и L, которые являются постоянными для одного года (1985);

$$A = 0.099702; \quad B = 0.56682;$$

$$C = 0.07665; \quad E = 7.44472;$$

$$F = 0.095; \quad G = 0.03;$$

$$K = 0.58; \quad L = 0.8.$$

Имея эти данные легко перейти к вычислению суточного хода северной составляющей X, восточной Y, наклонение D:

$$\delta X = A \delta H - B \delta D$$

$$\delta Y = C \delta H + E \delta D$$

$$\delta I = F \delta Z_1 - G \delta H$$

Подобным способом были определены коэффициенты за 1986-1990гг.

б) Гармонический анализ суточных ходов

Как известно, суточные ходы можно представить в виде гармонического колебания:

$$\Delta A = C \sin \frac{2\pi}{T} t$$

где C - амплитуда колебаний; T - солнечные сутки; t - время.

Суточные ходы подвергли гармоническому анализу. При разложении в ряд Фурье выражение суточного хода как периодической зависимости с периодом заменяют тригонометрической суммой (считая $T = \pm 2\pi$) или

$$\sum_1^n (a_n \cos nt + b_n \sin nt) \quad \sum_1^n C_n \sin(nt + \alpha_n)$$

где a_n и b_n - коэффициенты Фурье.

Амплитуда C_n и фазовый угол α_n могут быть выражены через a_n и b_n формулами:

$$C_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}; \operatorname{tg} \alpha = \frac{a_n}{b_n}$$

На рис. 2.6 представлены кривые суточных ходов с гармоническим анализом за 1985г. Как видно, мы принимали во внимание члены только трех первых гармоник, т.е. разложение проводили для n , равных 1, 2, 3, т.к. ампли-

туды более высоких гармоник оказались незначительными. Было исследовано распределение амплитуд гармоник в течение всего года.

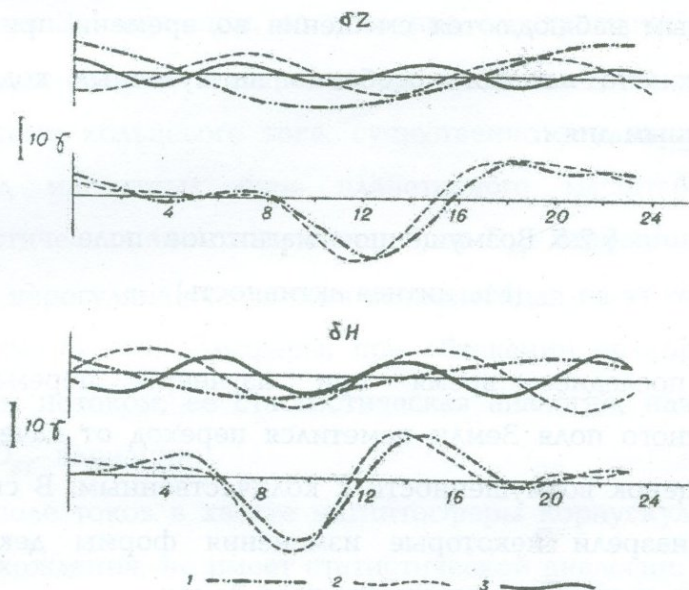


Рис. 2.6 Суточный ход δZ , δH по всем дням с гармоническим анализом: 1 — первая гармоника, 2 — вторая гармоника, 3 — третья гармоника.

Распределение амплитуд первой гармоники у всех компонентов может быть аппроксимировано синусоидальным законом с минимумом в период зимнего и максимумом в период летнего солнцестояния.

Указанные закономерности распределения амплитуд основных гармоник суточных вариаций свидетельствуют о

наличии регулярного характера их изменения в течение года.

При сопоставлении кривых суммой трех гармоник с исходным наблюдаются смещения во времени примерно на час. Это наглядно особенно на суточных ходах по спокойным дням.

§ 2.5. Возмущенное магнитное поле (Магнитная активность)

В последнее время при изучении переменного магнитного поля Земли наметился переход от качественных оценок возмущенности к количественным. В связи с этим назрели некоторые изменения формы декадных обзоров состояния магнитного поля Земли.

Прежде чем перейти к пояснению, обсудим понятия "магнитной активности" и методику определения уровня спокойного поля.

В настоящее время можно принять, что переменное магнитное поле Земли состоит из следующих частей:

$$S + L + DP + DR + DCF + DT,$$

где S - регулярная часть поля, возникающая из-за волнового излучения солнца, ее статистическая аналогия - S_Q - вариация, ее источник, точки в слое E - ионосферы, освещенного солнцем полушария; L - регулярная часть поля,

возникающая из-за лунных приливов в верхней атмосфере; DP- нерегулярная часть поля, возникающая из-за корпускулярного излучения Солнца, ее статистическая аналогия S_D - вариации, ее источник электроструи в зоне полярных сияний, текущий на высотах слоя E-ионосферы: DR - поле кольцевого тока, существенно усиливающее в период магнитных бурь планетарного масштаба, его статистическая аналогия-главная фаза D_{ST} - вариации; DCF - нерегулярная часть поля возникающая из-за токов на поверхности магнитосферы, при обтекании ее корпускулярным потоком, ее статистическая аналогия, начальная фаза D_{ST} - вариации; DT - поле токов в хвосте магнитосферы корпускулярного происхождения, не имеет статистической аналогии. В данной схеме осталась неучтенной часть поля некоторых других источников, вклад которых в суммарное поле на поверхности Земли меньше, чем указанных выше.

Вклад каждой из перечисленных частей поля существенно зависит от времени суток, сезона, географической и геомагнитной широты, точки наблюдения, а также от состояния околоземного космического пространства.

Однако можно сказать, что части поля S, DP, DR являются основными.

Так как Sq-вариации имеют плавный ход и повторяются изо дня в день, принято их считать регулярными или "спокойными".

Соответственно, благодаря своей нерегулярности $S_D(DR)$ и $D_{st}(DR + DCF)$, принято называть "возмущенными" вариациями.

Под магнитной активностью принято подразумевать любые нарушения "спокойного" суточного хода магнитных элементов, т.е. изменения поля, определяемые как сумма $DP + DR + DCF + DT$.

Меры магнитной активности можно характеризовать мерой подвижности элементов, амплитуда колебаний или отклонениями от нормальных "спокойных" значений поля. Соответственно, самой простой мерой магнитной активности является индекс "С", который определяется "на глаз" по трех или пятибальной шкале. Ясно, что такая характеристика может быть удовлетворима только при очень грубых оценках магнитной активности.

Индекс "К" является значительно информативнее, чем индекс "С". В его основе лежит четкое определение: все отклонения от "спокойного поля" есть возмущения, которые характеризуются через их амплитудные значения в баллах. Дальнейшее улучшение индексов связано с переходом от трехчасового индекса "К" к индексам за более

короткий интервал времени к среднечасовым значениям и интервалам, кратким 25-минутному АЕ и D_{st} , которые лежат в основе определения планетарных индексов. Они выражаются непосредственно в нТл.

Например, Кр-индекс, D_{st} -вычисляются осредненными данными отдельных обсерваторий, AR - индекс определяется как экспериментальное значение возмущенности по станциям зоны полярных сияний. Возвращаясь к классификации вариаций отметим, что $DP+DR+DCF+DT$ дают вклад "К" индекса и, следовательно, их можно называть К-вариациями и тогда S+L-не К-вариациями.

а) Определение К-индекса

Отсчет К-индекса производится по вариациям Н и D и выбирается больше из двух отсчетов.

Для вычисления индексов АЕ и D_{st} используются значения возмущенности только по Н-составляющей.

Вычисления К-индекса проводят по специальной шкале, индивидуально для каждой обсерватории.

В основу шкалы К-индекса для всех обсерваторий земного шара положена шкала обсерватории Нимечка с тем, чтобы характеристика К-индексов для всех обсерваторий от экваториальных до полярных была бы сравнимой.

Верхний предел амплитуды выбирается любой обсерваторией так, чтобы для промежутка от 6 до 9 часов мирового времени 16 апреля 1938г. (сильного магнитного возмущения) балл К-индекс равнялся 9.

Нижняя предельная амплитуда, соответствующая баллу К-индекса, равному 1, принималась ниже $3nTl$ так, чтобы можно было бы различить индекс $I=1$, $K=0$.

Вся промежуточная шкала амплитуд для каждой отдельной обсерватории была получена от шкалы Нимечка (см. табл. 2.2).

Простым способом осредненным или выборкой экстремальных значений определяется планетарный индекс. Например, Кр-индекс и Dst-вычисляются осреднением данных отдельных обсерваторий. А- индекс определяется как экспериментальное значение возмущенности по станциям зоны полярных сияний. Возвращаясь к классификации вариации отметим, что $DP+DR+DCF+DT$ дают вклад "К" индекса и, следовательно, их можно называть К-вариациями и тогда S и L-не К-вариациями.

Принимая в основу табл. для нашей широты, т.е. для обсерватории Гарни, определим К-индекс.

В таблице 2.2 приведено значение К-индексов для Н-составляющего.

После того, как мы имеем таблицу К-индексов, можем перейти к составлению палетки для Н и D составляющих.

Для составления палетки берем 3-часовой интервал (ширина) и основу, чувствительность основной серии 2нТл/мм. Палетку составили по новой инструкции.

В табл. 2.4 приведено значение К-индексов для D составляющего геомагнитного поля.

После того, как мы имеем таблицу и палетки в виде декадных обзоров, таблицы по 4-му составляющему отправляются в центр мировых данных (МЦД-2).

Таблица 2.2

φ^0	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
71.5-65.0	0	20	40	80	160	280	480	800	1300	2000
65.9-64.8	0	25	50	100	200	350	600	1000	1650	2500
64.7-63.0	0	15	30	60	120	210	360	600	1000	1500
61.9-61.8	0	12	25	50	100	175	300	500	825	1250
61.7-60.4	0	10	20	40	80	140	240	400	600	1000
60.3-56.2	0	6	12	24	48	85	145	240	400	600
56.1-48.0	0	5	10	20	40	70	120	200	330	550
47.9-36.7	0	4	8	16	30	50	85	140	230	350

Таблица 2.3

К	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\varphi = 40^\circ$	0	3	6	12	34	40	70	120	200	300

Таблица 2.4

К	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
D	0	1.4	2.8	5.6	11.2	19.0	34	56.6	94.2	142.2

Если рассмотреть возмущения по К-индексу по месяцам или по сезонам, то наблюдается следующая картина.

В зимний период (I, II, XI, XII) общий фон поля невозмущенных дней не превышает индекса К, т.е. 3нТл, по возмущенным дням от двух до четырех, т.е. поле достигает 16-20нТл.

В среднем в зимний период К-индекс по станции Гарни не превышает 5, т.е. поле достигает 40нТл по Н-составляющим, а по D-составляющим несколько меньше.

При равнодействии (III, IV, IX, X) сильная возмущенность наблюдается в сентябре и октябре, когда индекс К_{max} достигает 6-8 баллов, т.е. от 70 до 200нТл. В летний период К_{max} достигает 6 баллов, т.е. величина поля достигает 70нТл, а чаще и меньше.

в) Магнитные бури

Во время магнитных бурь магнитное поле Земли временно изменяет свою величину и восстанавливается по ее окончании.

По характеру магнитные бури разделяются на:

- 1) бури с внезапным началом (SSC);
- 2) бури с постепенным началом; в таблице приведены примеры магнитных бурь, балловая С характеристика, а также трехчасовая характеристика К-индекса.

§ 2.6. Экспериментальные данные для построения карт вековой вариации

Весь экспериментальный материал может быть разбит на четыре группы: обсерваторские данные (непрерывная запись изменений поля); данные ПБХ (измерения повторяются через 5 лет); данные пунктов повторных измерений, заложенных различными учреждениями для изучения аномалий вековой вариации (как правило, измерения повторяются через год, а в отдельных случаях чаще); повторные съемки или повторные измерения в отдельных пунктах или на площадях (время повторений произвольно); съемка производственных организаций.

На территории Кавказского региона работает одна из старейших обсерваторий Грузии - обсерватория Душети. Непрерывные наблюдения ведутся с 1884г. Значения X , Y , Z , T , H , δX , δY , δZ , δT , δH по этой обсерватории для

периода, который мы будем рассматривать, представлены в таблице 1.

На рис. 2.1а даны графики изменений T , Z и X , Y Душетской обсерватории. Данные обсерватории Душети показывают, что изменения поля за период 1955-1970 гг составляют: по Z - 247 нТл , по T - 220 нТл , по X - 22 нТл , по Y - 100 нТл . Эти данные являются наиболее качественным материалом. Точность этих изменений составляет: $1\text{-}2 \text{ нТл}$. На территории Кав-казского региона расположены 6 ПВХ, данные которых используются при построении карты вековой вариации геомагнитного поля для территории БССР. Измерения на этих пунктах повторяются через каждые пять лет сотрудниками Института геофизики АН Грузии. Поправки за временные изменения и приведение данных к середине года осуществляется по записям обсерватории Душети. Данные по ПВХ за период 1955-1975 гг. приведены в табл.2. Погрешность измерений на ПВХ несколько выше обсерваторских и составляет $2\text{-}5 \text{ нТл}$.

Сопоставление любого из ПВХ с данными обсерватории Душети позволяет показать необходимость построения карт вековой вариации в случае, если предполагается проведение высокоточных магнитных измерений. На рис. 2.1 представлены измерения X , Y , Z составляющих (δX , δY , δZ) в обсерватории Душети (кривая-1) и на ПВХ Астара

(кривая-2). Сравнения показывают, что градиент S_v между этими пунктами может достигать 10-12нТл/год, что приведены на 15 лет, приведет к ошибкам 150-170нТл, если S_v принимать константной на всей территории.

Для изучения локальных особенностей вековой вариации (аномалий S_v) Институт геофизики АН Грузии заложил в 1955г. серию дополнительных пунктов по маршрутам; Душети - Телави, Душети -Владикавказ, Душети - Ахалкалаки, Душети - Сталинири и повторял измерения на этих пунктах первоначально через три года, а начиная с 1962г., ежегодно. Данные по этим ПВХ приведены в табл.3 19-20.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении совместно с ИФЗ АН России заложил в 1969г. профили повторных измерений, повторив измерения в 1970-1971гг.. Результаты этих измерений по профилю Гехи-Горис представлены в табл. 2.4 [21].

На территории Армении имеется, кроме этого, сеть ПВХ, заложенная в 1970г. и повторявшаяся в 1971 и 1972гг. (табл.2.5) [22].

Следует отметить трудности привлечения этих данных: на территории Грузии измерялись Z и H , на территории Армении в первом случае T , во втором Z и H .

К четвертой группе относятся данные съемок, выполнявшихся в различные годы на территории этого региона. Эти данные наиболее разнородны по характеру и точности. К ним относятся и относительные микромагнитные съемки, выполненные, например, на территории Армении Ц.Г.Акопяном [12], на территории Грузии М.З.Нодиа [19], и производственные съемки, выполненные геологическими управлениями и трестами. Высокоточная аэромагнитная съемка в последние годы выполнялась трестом Спецгеофизика.

Данные магнитных измерений по территории Кавказского региона до 1965г. были обобщены М.А. Челишвили. В основном это относительные и приведенные к абсолютному уровню измерения вертикальной составляющей. По этой информации были построены карты аномального поля. Оценка возможности использования этих данных в совокупности с современными показала, что затрачивая много труда по выбору точек повторных измерений, пересекающихся маршрутов съемки, мы получаем весьма мало материала, характеризующего собственно вековую вариацию в качестве этого материала существенно ниже, чем требуется. Определяющим, в этом отношении, явился переход в последние годы на измерение модуля полного вектора, тогда как ранее

измерялись в основном вертикальная, а позднее горизонтальная составляющие.

Таблица 2.5

Значения Н, на участке с. Гарни в пунктах векового хода

ПВХ	1971	1972		1971	1972	
0	25730	25736	+6	40703	40692	-11
1	25976	25986	+10	40574	40561	-12
2	25756	25770	+14	40439	40461	+22
3	25040	25054	+14	41743	41719	-24
4	25335	25346	+11	40337	40352	-15

Значения Н, на территории Южной
и Центральной Армении

ПВХ	1971	1972		1971	1972	
7	24641	24651	+10	41543	41548	+5
48	26708	26722	+14	41136	41127	-9
50	25518	25522	+4	40905	40895	-10
51	25678	25680	+2	40898	40979	+81
53	25803	25800	-3	40706	40568	-138
58	25690	25698	+8	40222	40166	-66
60	25366	25370	+4	41382	41372	-10
62	25949	25955	+6	42349	42325	-24
72	25407	25412	+5	41081	41053	-28
78	25901	25917	+16	40325	40331	+6

Результаты магнитных съемок, выполненных в пятидесятых годах на территории Армении, обобщены Ц.Г. Акопяном [12].

Более поздние данные вошли в монографию [23], по существу не использованными для геофизической интерпретации, остаются пока данные последних аэромагнитных съемок.

Таким образом, для построения карт SV мы всего лишь имеем: одну точку, в которой ведется непрерывная запись изменений всех компонент поля; шесть пунктов, в которых измеряются компоненты D, H, T, позволяющие рассчитать любые компоненты поля; ограниченный участок территории Армении, где измерялись T (часть пунктов), Z и H (часть пунктов). Данные съемок весьма разнородны по качеству и методике измерений и для определения SV практически непригодны.

Для построения карт компонент поля и модуля информации существенно больше. Во-первых, не требуется измерений в одном месте в разное время. Во-вторых, данные разновременных измерений могут быть приведены к одному моменту времени, если известно изменение поля во времени и точность карт вековой вариации. В третьих, при построении карт модуля, вычисленные по измеренным значениям компонент. При

построении карт модуля полного вектора часть старой и менее точной информации может быть исключена. Для компонент, данных даже с учетом старой информации, мало.

Предельно краткий обзор магнитных съемок и результатов их представления по различным регионам, данный в I главе, был необходим нам для того, чтобы проиллюстрировать возможности различных подходов, определяемых, в конечном итоге, характером исходной информации. Существенной особенностью всех работ было получение новой высокоточной информации на основе съемок с современной аппаратурой. Современная аппаратура, при соответствующей методике измерений с погрешностью не более 10-30нТл при проведении съемок по модулю на больших площадях, а при съемках на ограниченных территориях погрешности могут быть сведены до 2-5нТл. При подобном подходе мы используем данные предшествующих измерений только для выбора оптимальных маршрутов новой съемки и последующих сопоставлений с новым материалом. Эти сопоставления могут нам дать только весьма важную оценку достоверности, существовавших ранее, представлений об особенностях поля, например, съемка Франции позволила "закрыть" Парижскую аномалию вековой вариации [5].

Ставя перед собой задачу обобщения данных по региону Кавказа без проведения предварительной высокоточной модульной магнитной съемки, мы должны отчетливо представлять трудности, с которыми должны будем столкнуться, и ограниченность наших возможностей.

Во-первых, исключительная неоднородность данных - данные редких наземных измерений (Z , H , D), более поздних измерений (Z , H , T), высокоточные съемки (T).

Во-вторых, исключительные различия в точности исходного материала: от 1-3нТл (модульные съемки последних лет) до 100-200нТл (ранние измерения компонент).

В-третьих, неравномерное распределение информации по территории региона.

Правомерен вопрос-нужно ли строить в такой ситуации карты и будут ли они точнее, чем те, что существуют сейчас. Ответ должен быть положительным и может быть мотивирован следующими соображениями.

Во-первых, можно надеяться, что модульная высокоточная (с погрешностью не более 10нТл) съемка будет выполнена на территории всего региона в ближайшие 5-10 лет. То обобщение, которое можно дать сейчас, было бы хорошей базой для планирования новой съемки и достаточно надежным обобщением для производственных

работ, ведущихся на этой территории (нормальное поле, вековая вариация) до появления данных такой съемки.

Во-вторых, компонентные измерения ведутся на ограниченных территориях, накопление материала будет идти очень медленно и построенное нами представление пространственно-временной структуры компонент, которое должно быть в два-три раза точнее, чем существующие карты страны, послужат основой для развития геомагнитных исследований не менее десяти лет, даже в том случае, если по всей стране будет проведена компонентная съемка по редкой сети маршрутов.

§ 2.7. Карты и аналитическое представление геомагнитного поля и S_v

Наиболее общим представлением пространственной структуры геомагнитного поля и являются мировые магнитные карты. Карты этого типа создаются в Англии, Советском Союзе, США. В силу масштабных ограничений и ограниченной подробности исходной информации эти карты представляют только структуру главного геомагнитного поля и его изменений во времени. Эта составляющая поля создана источниками, расположенными в жидкой части ядра Земли. Карты даже при масштабе 1:10000000 (масштаб карт ЛО ИЗМИРАН) не могут передать локаль-

ных особенностей в структуре геомагнитного поля, обусловленных коровыми источниками геомагнитного поля.

Для оценки погрешности магнитных карт можно использовать выражение:

$$\sigma = (\sigma_i^2 + \sigma_{\phi\lambda}^2 + \sigma_a^2 + \sigma_m^2 + \sigma_{sv}^2)^{1/2} \quad (2.1)$$

где; σ_i -ошибка измерения элемента 100нТл; $\sigma_{\phi\lambda}$ -ошибка определения точности координат 50нТл; σ_a -ошибка за счет невыявленных экстемумов поля, определяемая аномальностью картируемого элемента, $250 < \sigma_a < 750$ нТл; σ_m -ошибка, обусловленная точностью нанесения значений на карту 50нТл; σ_{sv} -ошибка, обусловленная погрешностью приведения данных к дной эпохе, составляющая 100нТл, если погрешность определения, как это имеет место для мировых карт, составляет 200нТл/год, а приведение осуществляется на пять лет [34].

Приведенные оценки показывают, что хотя мировые магнитные карты и отражают пространственную структуру главного геомагнитного поля, использовать их в качестве нормального поля для выделения локальных аномалий, имеющих амплитуды 200-1000нТл, не представляется возможным из-за низкой точности.

Аналитические модели в виде ряда Гаусса, коэффициенты которого определяются методом наименьших квадратов, также представляют структуру только главного

геомагнитного поля, особенно в тех случаях, когда для построения модели привлечена информация, полученная при съемках со спутников. В 1968г. в Вашингтоне Международной Ассоциацией по Геомагнетизму и Аэрономии была принята "Международная Аналитическая модель геомагнитного поля относимости", рекомендованная в качестве единого уровня для выделения локальных аномалий геологической природы [1].

Однако следует отметить: что приведенные выше оценки точности мировых карт справедливы и для аналитического представления, для которого дополнительные погрешности возникают еще за счет ограниченности ряда Гаусса, развитого до $n=m$ 8-12. Разложение геомагнитного поля в спектр, выполненное Л.Олдриджем [24], а позднее Е. Розе [25], показывают, что существуют особенности геомагнитного поля протяженностью 2000 км и что эти особенности должны быть отнесены к главному геомагнитному полю. Аналитическая модель, развитая до $n=m=10$, передает особенности протяженностью порядка 3800 км, т.е. использование модели для выделения аномалий отнесет особенности Главного поля с меньшими протяженностями к аномальному полю. А.Н.Пушков и Т.А. Чернова показали, что для территории БССР даже развитый до $n=m=14$ не может служить нормальным

полем, если требуется получить погрешность при выделении главного поля менее 100нТл [26].

Как мы говорили выше и показали в предшествующей главе, для ограниченной территории могут быть и при съемке и при построении карт реализованы существенно большие точности. Преследуя эту цель, ряд государств строило и строит карты " нормальных полей" своих территорий. В БССР карты нормального поля систематически строятся графическим методом в ЛО ИЗМИРАН. Строя картографическое представление по данным съемки ограниченной территории, мы неизбежно привносим в карты специфические " краевые погрешности". Сравнивая нормальные поля территорий государств Европы, Х.Каулебен показал, что границы в поле совпадают с государственными границами [27]. Сравнения аналитических моделей по территории БССР с нормальным полем, составленным ЛО ИЗМИРАН, показывают, что расхождения в среднем не превышают 100нТл , но к границам эти расхождения растут до 300нТл заведомо за счет нормального поля, а не аналитической модели.

В соответствии с работой [10] нормальное поле должно удовлетворять следующим требованиям:

Во-первых, $\sum (T_i - T)/n \rightarrow 0$, где T_i -намеренные значения, в любой компоненты, T_n - значения нормального поля,

независимо от формы представления (катрографической или аналитической), n - число измерений.

Во-вторых, это условие должно реализоваться на профилях 1000км или на площадях $11 \times 11^\circ$, условие существования минимума спектра [24, 25]. С точки зрения этого условия, ни одна из существующих аналитических моделей не может быть достаточно качественным нормальным полем. Сказанное является основанием для корректировки аналитической модели для получения удовлетворительного нормального поля [11].

Еще раз следует отметить, что для корректировки нормального поля мы имеем больше информации, чем для карт вековой вариации, в силу возможности комбинирования данных и несколько меньших требований к точности. Несколько больше возможностей мы имеем и для оценки реальной погрешности метода корректировки построенных карт. Для корректировки могут быть использованы все данные измерения компонент, приведенные к эпохе 1970г. и соответственно вычисленные по ним значения модуля. Подчеркнем, что для приведения мы используем собственные карты, которые вынуждены построить для приведения данных к одной эпохе.

§ 2.8. Метод корректировки аналитической модели

В первой главе было дано описание различных методов построения магнитных карт по ограниченным регионам. В предыдущих параграфах рассмотрено количество и качество экспериментальной информации по рассматриваемому региону. В данном параграфе рассмотрим возможности метода коррекции аналитической модели [10, 11], который представляется оптимальным для представления пространственной структуры поля в векторной форме на ограниченной территории.

Выбранная нами методика приемлема для представления пространственной структуры поля и вековой вариации. Ее применение для построения карт будет дано в следующих параграфах. В следующей главе мы покажем ее применимость и для построения векторной модели аномального поля, правда, при некоторой модификации метода.

Сущность метода заключается в том, что предполагается заданным на рассматриваемой территории некоторое "нулевое приближение" пространственного распределения трех ортогональных компонент и модуля поля в вековой вариации. Под нулевым приближением понимается зависимость $F_0(\varphi_i, \lambda_i)$, $\sigma F(\varphi_i, \lambda_i)$, заданная аналитически (сфери-

ческий гармонический ряд) или картами, например, карты нормального поля или вековой вариации для территории БСС. Предполагается также, что задано некоторое количество точек, в которых проведены достаточно точные измерения компонент и моды и их изменений во времени.

В этом случае задача корректировки модели сводится к отысканию по экспериментальным данным поправок к аналитической модели, минимизирующих разности; $X_i - X_{oi} = \Delta X_i$; $Y_i - Y_{oi} = \Delta Y_i$; $Z_i - Z_{oi} = \Delta Z_i$; $T_i - T_{oi} = \Delta T_i$, где X_i , Y_i , Z_i , T_i - измеренные значения, X_o , Y_o , Z_o , T_o - значения, рассчитанные на основе аналитической модели, или снятые с карт.

Поставленная задача может решаться наиболее просто графически. В этом случае для некоторых фиксированных широт вычисляются или снимаются с карт значения X_o , Y_o , Z_o , T_o и строятся в виде графиков;

$$X_o = f(\lambda); Y_o = f(\lambda); Z_o = f(\lambda); T_o = f(\lambda)$$

На эти же графики наносятся значения измеренных элементов, причем по широте значения берутся либо в каком-то интервале широт, например, $+0.5^\circ$ от широты, на которую рассчитаны значения элементов, либо при известном широтном градиенте, измеренные значения элементов, приводятся к нужной широте. Далее, графически

проводится кривая, наиболее близкая к экспериментальной информации, естественно, что могут быть использованы любые современные методы оптимального выбора такой кривой, например, функции.

Недостатком метода, при всей его простоте, надежности и достаточной точности, является то, что "подгонка-корректировка" осуществляется по каждой компоненте поля отдельно, в силу чего поправки могут оказаться взаимно несогласованными, т.е. не удовлетворяющими условию:

$$\Delta T T_0 = \Delta X X_0 + \Delta Y Y_0 + \Delta Z Z_0$$

Вторым недостатком метода является то, что необходимо обосновать степень гладкости кривой, которой мы аппроксимируем зависимость F , δF . Проводя кривую через каждую точку, мы естественно, получаем наименьшее рассогласование $F_1 = F(\lambda)$, но построенное в этом случае распределение будет отражать всю структуру поля, а не ту часть, которую мы хотим построить. Вторым недостатком наиболее значим при построении карт нормального поля, поскольку амплитуды аномалий имеют значения в интервале 100-500 нТл.

При графическом методе решения задач на границе региона должны быть закреплены значения, заданные

нулевым приближением, что позволяет строго оценить граничную погрешность.

Построение карт осуществляется простым способом по сетке значений, снятых с откорректированных кривых;

$$X = X(\lambda), Y = Y(\lambda), Z = Z(\lambda), T = T(\lambda)$$

Более широкими возможностями располагает метод, основанных на аппроксимации пространственной структуры элементов геомагнитного поля с помощью полинома. В этом случае

$$X(\varphi, \lambda) = X_0 + a_1 \Delta\varphi_1 + a_2 \Delta\lambda_1 + a_3 \Delta\varphi_1^2 + a_4 \Delta\lambda_1^2 + a_5 \Delta\varphi_1 \Delta\lambda_1$$

$$Y(\varphi, \lambda) = Y_0 + b_1 \Delta\varphi_1 + b_2 \Delta\lambda_1 + b_3 \Delta\varphi_1^2 + b_4 \Delta\lambda_1^2 + b_5 \Delta\varphi_1 \Delta\lambda_1$$

$$Z(\varphi, \lambda) = Z_0 + c_1 \Delta\varphi_1 + c_2 \Delta\lambda_1 + c_3 \Delta\varphi_1^2 + c_4 \Delta\lambda_1^2 + c_5 \Delta\varphi_1 \Delta\lambda_1$$

$$T(\varphi, \lambda) = T_0 + d_1 \Delta\varphi_1 + d_2 \Delta\lambda_1 + d_3 \Delta\varphi_1^2 + d_4 \Delta\lambda_1^2 + d_5 \Delta\varphi_1 \Delta\lambda_1$$

где X_0, Y_0, Z_0, T_0 - значения соответствующих компонент поля или вековой вариации в обсерватории, лучше всего, если обсерватория находится в центре рассматриваемого региона;

$\Delta\varphi, \Delta\lambda$ - значения координат точек, в которых имеется экспериментальная информация, за начало отсчета приняты координаты магнитной обсерватории φ_0, λ_0 , соответственно

$$\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0, \Delta\lambda = \lambda - \lambda_0; a_1 a_2, b_1 b_2, c_1 c_2, d_1 d_2,$$

имеют простой смысл широтного и долготного градиентов соответствующих компонент.

Первой задачей является определение значений коэффициентов по всей совокупности имеющейся экспериментальной информации, а затем расчет по коэффициентам значений компонент и модуля на любую точку рассматриваемой территории. Как и в предыдущем случае, на границе региона можно задать, вместо экспериментальных данных, значения, вычисленные по аналитической модели, или снятые с карт, что позволит свести граничную погрешность к вполне определенным величинам.

Преимущества аналитического метода проявляются наиболее очевидно, если решать все системы уравнений, совместно используя связь между модулем и компонентами. В этом случае более точные значения модуля могут быть использованы для уточнения пространственной структуры компонент. Тогда система сводится к уравнениям;

$$\Delta T_1 = X_{01} / T_{01}(a_1 \Delta \varphi_1 + \dots + a_5 \Delta \varphi_1 \Delta \lambda_1) + \varphi_{01} / T_{01}(a_1 \Delta \varphi_1 + \dots + a_5 \Delta \varphi_1 \Delta \lambda_1) + Z_{01} / T_{01}(c_1 \Delta \varphi_1 + \dots + c_5 \Delta \varphi_1 \Delta \lambda_1);$$

$$\Delta T_i = X_{0i} / T_{0i}(a_1 \Delta \varphi_i + \dots + a_5 \Delta \varphi_i \Delta \lambda_i) + \varphi_{0i} / T_{0i}(a_1 \Delta \varphi_i + \dots + a_5 \Delta \varphi_i \Delta \lambda_i) + Z_{0i} / T_{0i}(c_1 \Delta \varphi_i + \dots + c_5 \Delta \varphi_i \Delta \lambda_i);$$

Значения X_{0i} , Y_{0i} , Z_{0i} , T_{0i} рассчитываются на основе аналитической модели на точки, по которым имеется экспериментальная информация. При пятнадцати неизвестных, в случае полинома второй степени, необходимо

не менее 15 экспериментальных точек. Естественно, что систему лучше всего решать методом наименьших квадратов, но в этом случае число экспериментальных точек должно быть не менее 60-80 [28].

Указанный способ может быть реализован в виде простой программы для малой ЭВМ. В нашем случае все вычисления проводились на вычислительной машине "Мир-1".

§ 2.9. Корректировка карт S_v территории БСС для территории Кавказа

Для построения карт вековой вариации эпох 1955, 1960, 1965, 1970гг. был принят метод коррекции карт территории БСС; имеющийся экспериментальный материал использовался для уточнения (корректировки вековой вариации). Последовательность построения карт была следующей;

1. Так как на ПВХ измерения проводятся через пять лет, для указанного интервала были построены зависимости $\delta X = f(t)$, $\delta Y = f(t)$, $\delta Z = f(t)$ по каждому пункту. Эти временные зависимости по обсерватории и ПВХ представлены на рис. 2.2. Если учесть все экспериментальные значения, то среднеквадратичное отклонение от сглаженной временной зависимости поля составляет; по

обсерватории- $\delta Z = 4 \text{ нТл/год}$, $\delta X = 4 \text{ нТл/год}$, $\delta Y = 2 \text{ нТл/год}$, по ПВХ $= 5 \text{ нТл/год}$; $\delta X = 4 \text{ нТл/год}$, $\delta Y = 5 \text{ нТл/год}$. По обсерватории максимальное отклонение по δZ - 11 нТл/год приходится на 1954г. По пункту Ленкорань отклонение 14 нТл/год приходится на 1957г. Если исключить выбросы, превышающие 10 нТл , то среднеквадратичное значение падает до 2 нТл/год по δX , δY и 3 нТл/год по δZ . Это значит, что на картах SV изолинии мы имеем право проводить через этот интервал. Такое предварительное сглаживание позволяет заключить случайные погрешности измерений, но в то же время исключает и короткопериодические изменения поля, которые обусловлены изменениями внешнего источника поля и аномалии SV.

2. На широте от 37 до 48 градусов снимались значения с карт вековой вариации территории БСС. На эти графики наносились значения по обсерватории и ПВХ, снятые с рис. 2.7. При проведении кривых $\delta X = f(\lambda)$, $\delta Y = f(\lambda)$, $\delta Z = f(\lambda)$ предпочтение отдавалось значениям SV на ПВХ. График долготной зависимости для эпохи 1970г. представлен на рис. 2.8. Среднеквадратичное значение отклонений от сглаженной долготной зависимости представлены в табл.6. Величина погрешности δX для эпохи 1970г. оказалась значительной, что потребовало дополнительного уточнения уровня карты и позволило уменьшить δ до 3 нТл . Необхо-

димо отметить, что в этом случае пункт Ленкорань отличается на -10нТл от сглаженной кривой. Это может быть объяснено либо погрешностью измерений (что наиболее вероятно), либо существованием локальной аномалии SV на этом пункте.

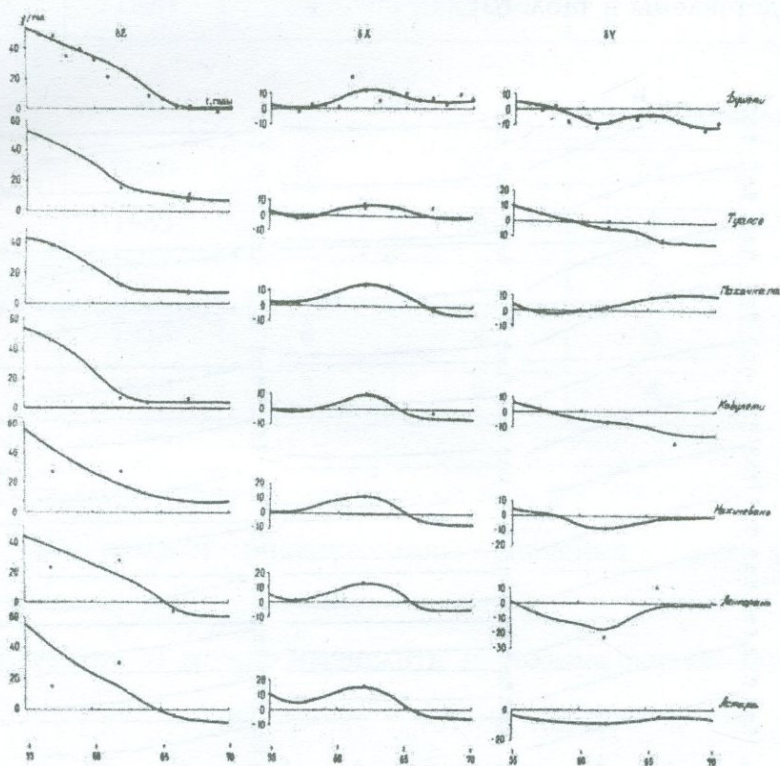


Рис. 2.7 Изменения компонент поля δZ , δY , δX на обсерватории Душети и ПВХ.

3. Значения S_V (δZ , δX , δY), снятые с графиков, наносились на карту по сетке $1 \times 1^\circ$ и по ним с интервалом 1-2 нТл/год проводились изолинии. На эти карты наносились значения ПВХ и вновь проводились оценка среднеквадратичной погрешности. Ее значения представлены в табл. 6.

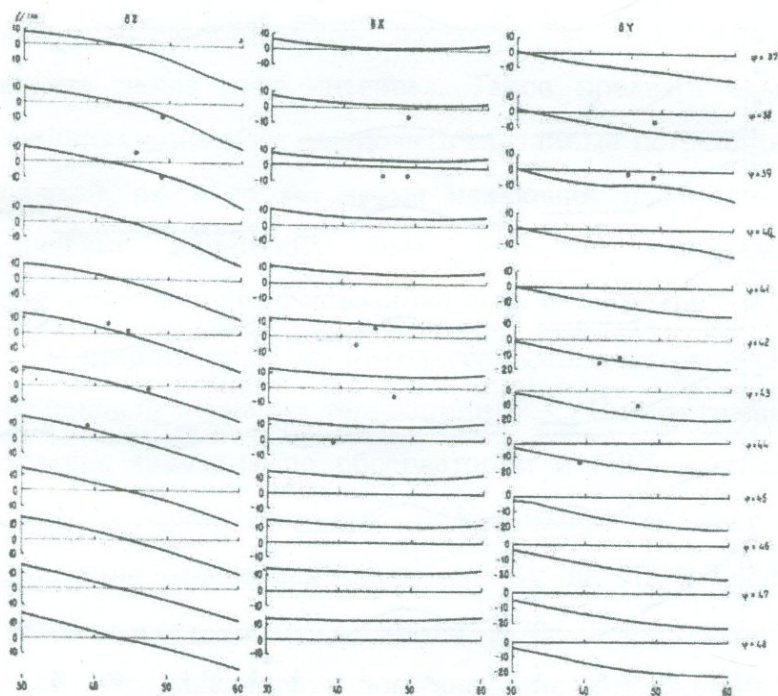


Рис. 2.8. График долготной зависимости δZ , δY , δX для эпохи 1970г. Сплошная кривая значения S_V по картам БСС, точки-экспериментальные данные по ПВХ.

Таблица 2.6

Годы	δZ	δX	δY
1955	5	2	3
1960	4	2	4
1965	6	4	4
1970	4	10	5

Таблица 2.7

Годы	δZ	δX	δY
1955	6	3	2
1960	3	2	4
1965	6	4	3
1970	5	6	4

Результирующие карты даны на рис. 2.4, 2.5, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9. На каждом рисунке даны значения для двух интервалов.

Значения δT можно вычислить, используя выражение;

$$\delta T \cdot T_0 = \delta X \cdot X_0 + \delta Y \cdot Y_0 + \delta Z \cdot Z_0,$$

где T_0, X_0, Y_0, Z_0 - значения нормального поля на картах эпохи 1970г. $\delta Z, \delta X, \delta Y$ - значения, снятые с результирующих карт с рис. 2.4-2.9. Карты вековой вариации модуля полного вектора представлены на рис. 2.15, 2.16,

как и в предыдущем случае, на одном рисунке даны значения для двух интервалов.

Нанося на карту значения δT по ПВХ и обсерватории, имеем возможность независимой оценки точности построения карт SV, так как сопоставляются непосредственно измеренные на ПВХ значения T со значениями, рассчитанными по картам $\delta X, \delta Y, \delta Z$.

Среднеквадратичное δT составляет; 1955г.-1нТл, 1960г.-1нТл, 1965г.-3нТл. Следует отметить, что при построении зависимостей и при проведении изолиний на картах мы осуществляем для двух интервалов.

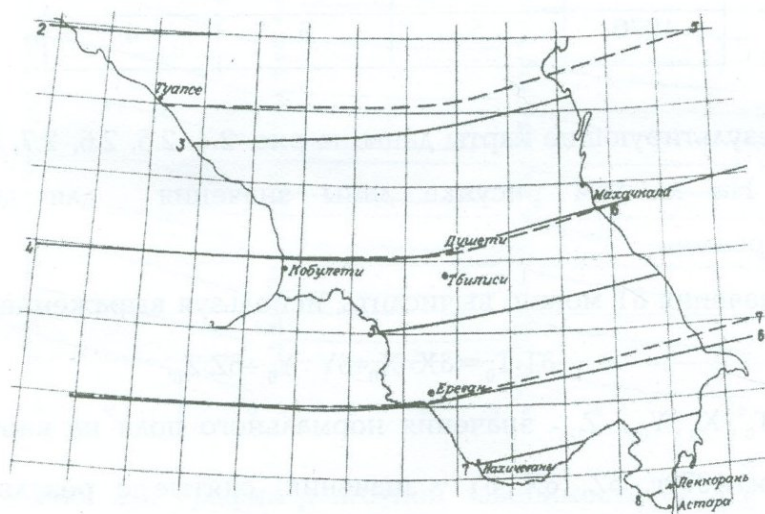


Рис. 2.9 Карта изопор северной составляющей (δX) эпохи 1955г. - сплошные, 1960г. - пунктирные линии.

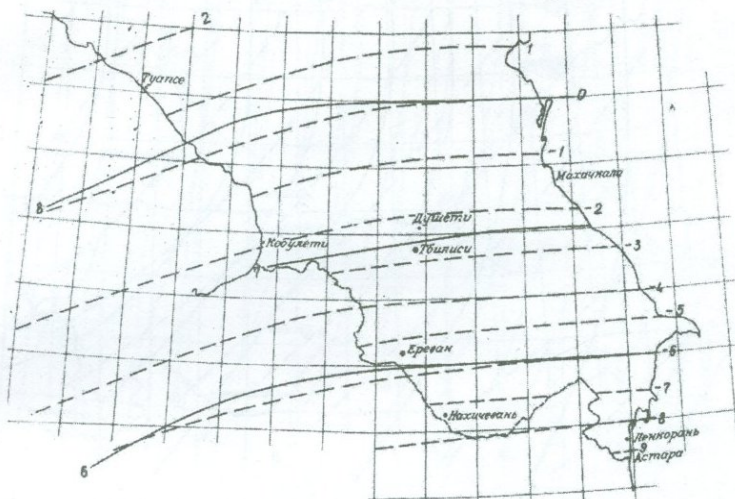


Рис. 2.10 Карта изопор северной составляющей (δX) эпохи 1965г. - сплошные, 1970г. - пунктирные линии.

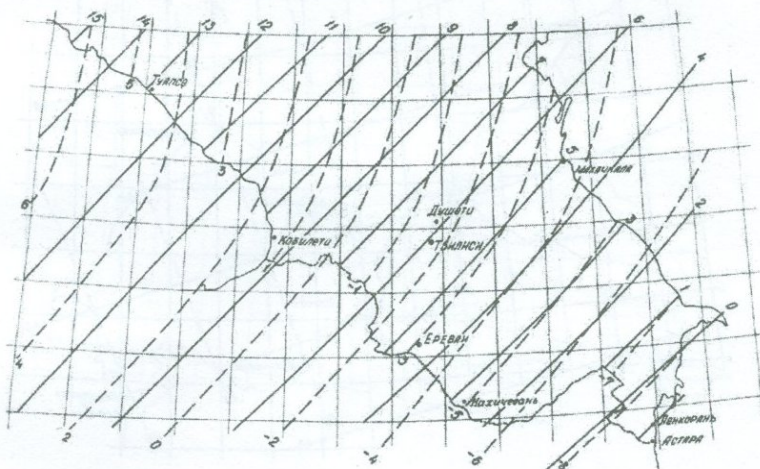


Рис. 2.11 Карта изопор восточной составляющей (δY) эпохи 1955г. - сплошные, 1960г. - пунктирные линии.

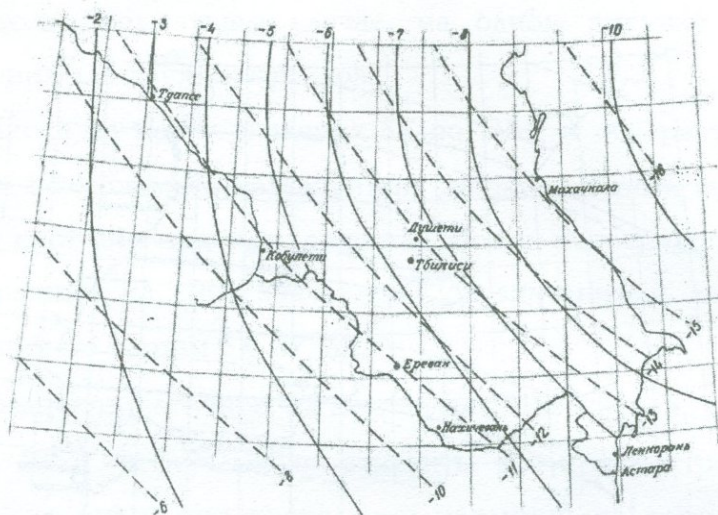


Рис. 2.12. Карта изопор восточной составляющей (δU) эпохи 1965г. - сплошные, 1970г. - пунктирные линии.

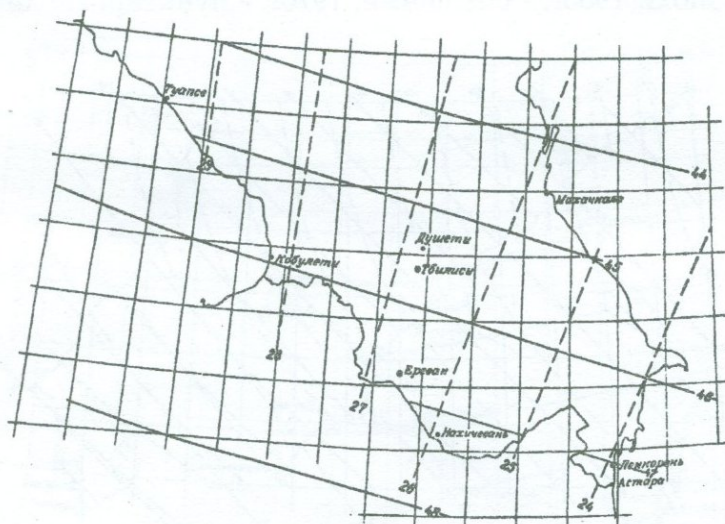


Рис. 2.13 Карта изопор вертикальной составляющей (δZ) эпохи 1955г. - сплошные, 1960г. - пунктирные линии.

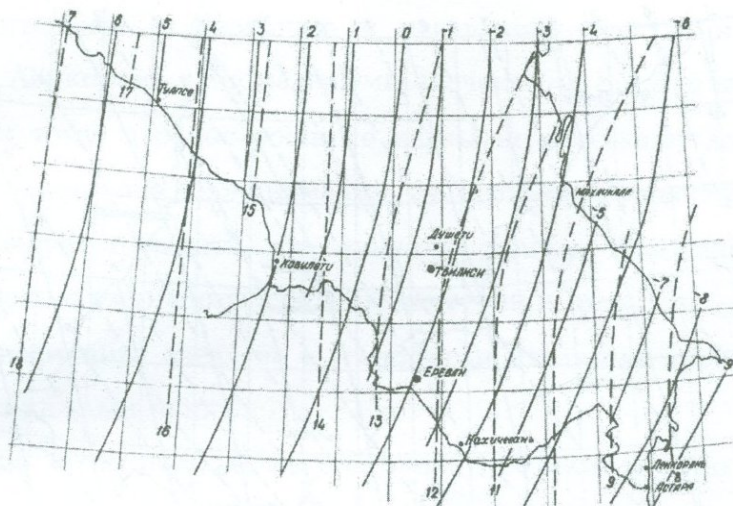


Рис. 2.14 Карта изопор вертикальной составляющей (δZ) эпохи 1965г. - пунктирные, 1970г. - сплошные линии.

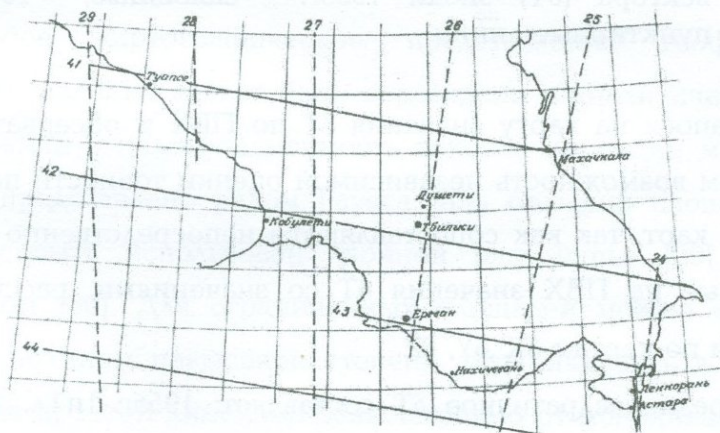


Рис. 2.15 Карта вековой вариации модуля полного вектора (δT) эпохи 1955г. - сплошные, 1960г. - пунктирные линии.

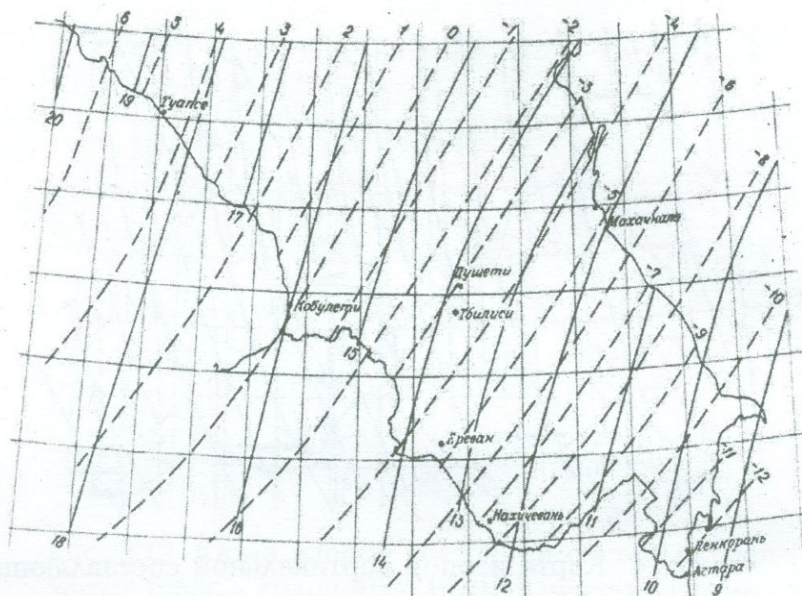


Рис. 2.16 Карта вековой вариации модуля полного вектора (δT) эпохи 1965г. - сплошные, 1970г. - пунктирные линии.

Нанося на карту значения δT по ПВХ и обсерватории, имеем возможность независимой оценки точности построения карт, так как сопоставляются непосредственно измеренные на ПВХ значения δT со значениями, рассчитанными по картам $\delta X, \delta Y, \delta Z$.

Среднеквадратичное δT составляет; 1955г.-1нТл, 1960г.-1нТл, 1965г.-3нТл, 1970г.-3нТл. Следует отметить, что при построении зависимостей $\delta X=f(\lambda)$; $\delta Y=f(\lambda)$; $\delta Z=f(\lambda)$ и при проведении изолиний на картах мы осуществляем

значительное сглаживание и исключаем пункты, например, Ленкорань с аномальными значениями S_v . Это приводит к тому, что построенные карты не отражают локальных изменений поля-аномалий S_v , если они существуют.

Следует отметить, что изменяя степень сглаженности S_v , можно уменьшить среднеквадратичное значение до любой величины, сведя ее к нулю, если изолинии проводить через каждый пункт.

При таком подходе мы даем карту, объединяющую и S_v , обусловленное коровыми источниками. Мы выбрали определенную степень сглаженности (полином первой степени), соответствующую сглаженности карт "нормального поля", тем самым аномалии S_v исключены.

Любое картографическое представление геофизического явления может быть переведено в аналитическое. Для Земли в целом зависимость вековой вариации может быть представлено рядом Гаусса. Для больших площадей может быть использован двойной ряд Фурье [29] или полином [30]. Для ограниченных площадей можно подобрать полином невысокой степени, ограничиваясь в ряде случаев простой линейной зависимостью от координат [9]. В нашем случае возможности ограничены числом экспериментальных данных и можно построить только линейную зависимость, причем за δZ_0 , δX_0 , δY_0 , δT_0 принять

изменения поля в обсерватории, а по пунктам вычислить коэффициенты при $\Delta\phi$ и $\Delta\lambda$, определяющие градиент.

Выполнив определение коэффициентов для ряда эпох и найдя их изменения во времени, можно экстраполировать данные на пять лет вперед.

Таким образом, аналитическое представление, в отличие от картографического, позволяет выполнить "прогноз"-экстраполяцию данных вперед на некоторый временной интервал. Следует отметить возможность линейной экстраполяции-прогноза коэффициентов, а соответственно и изменений поля на 1975 и 1980 гг. Погрешность такого рода прогноза для 1975 г. будет близка к погрешности экспериментальных данных, а для 1980 г. мы можем только говорить об оценке величины изменения.

При прогнозе-экстраполяции можно использовать только данные, сглаженные во времени, следовательно, прогноз выполняется только для S_V внутренних источников и не учитывает изменений внешних. Естественно, что его точность будет лежать в пределах 10 нТл/год . К моменту окончания работы появились данные повторных изменений периода 1965-1974 гг., что дало возможность сопоставить значения прогноза-экстраполяции для ПВХ. Значения разности между экспериментальными и пред-

сказанными значениями (расчет по полиномам) для полного вектора приведен в табл. 8.

Следует отметить, что из-за смены знака изменений поля прогноз на период 1975-1980 гг. должен дать в случае линейной экстраполяции значительно худшие результаты.

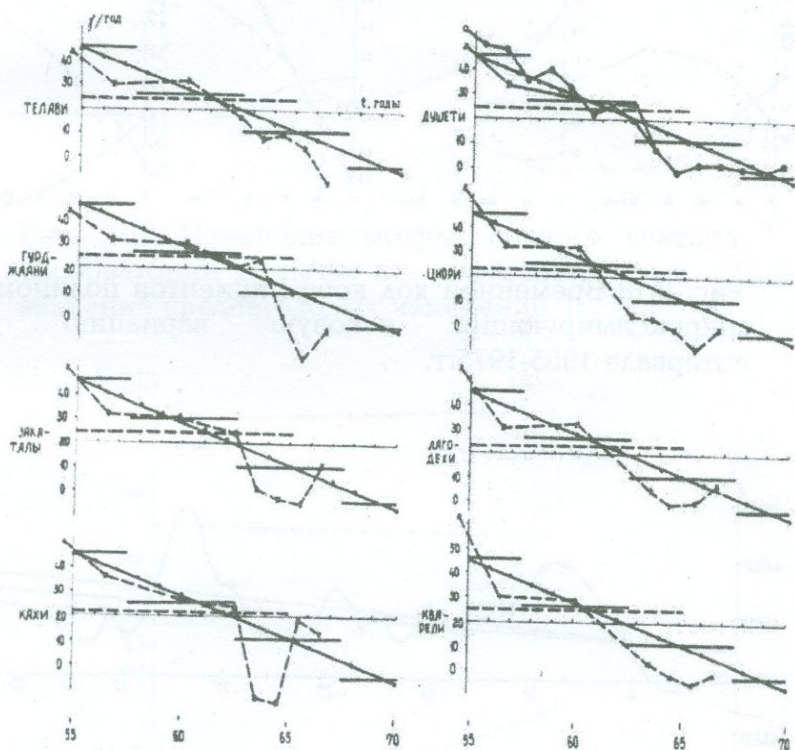


Рис. 2.17 Сравнение данных измерений δZ на полигоне по изучению аномалий со значениями, рассчитанными по полиному.

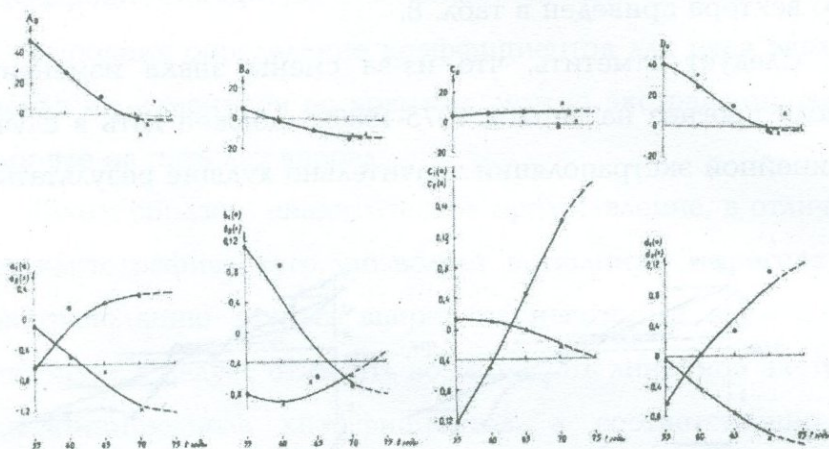


Рис. 2.18 Временной ход коэффициентов полиномов, аппроксимирующих вековую вариацию для интервала 1955-1975гг.

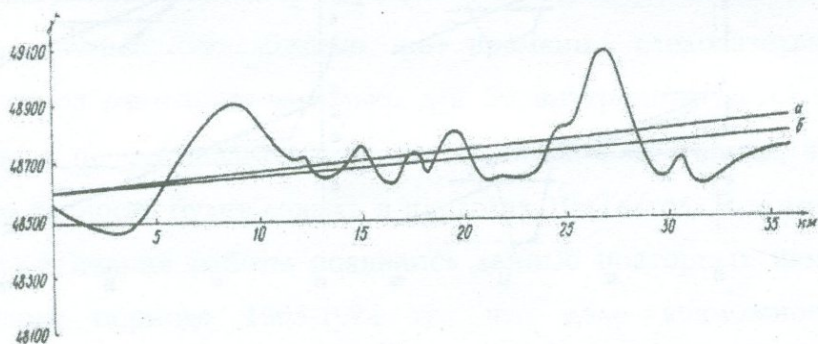


Рис. 2.19 Профиль аэромагнитной съемки ВИТР-а 1968: а - значение нормального поля, вычисленные Н.Намгалаури; б - значение нормального поля.

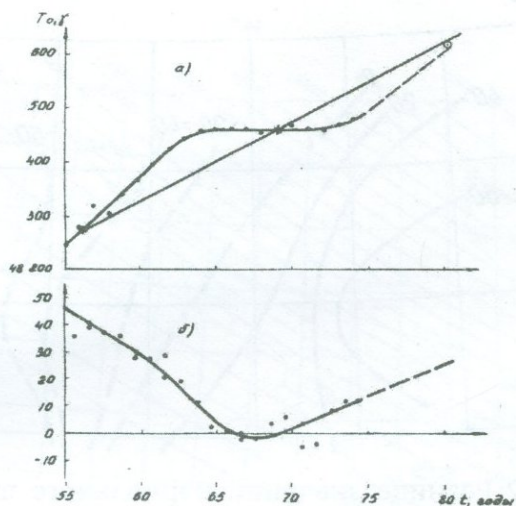


Рис. 2.20 Изменение модуля полного вектора T в обсерватории Душети: а - значение модуля - T ; б - значение среднегодовых изменений T .

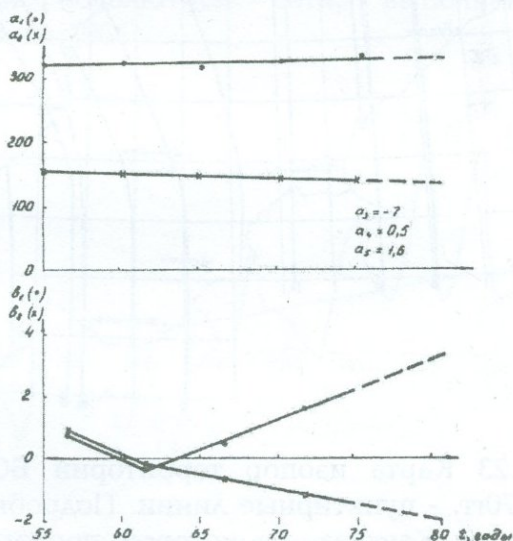


Рис. 2.21 Изменение коэффициентов во времени.

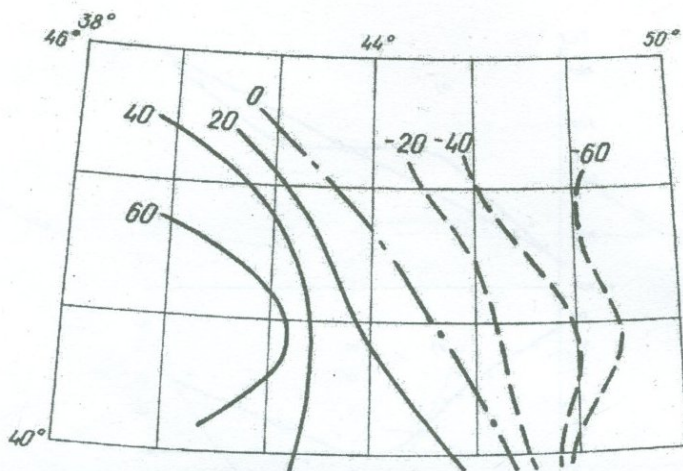


Рис. 2.22 Разница значений нормального поля модуля полного вектора ΔT , вычисленных по аэромагнитной съемки [38] и методом коррективки аналитической модели.

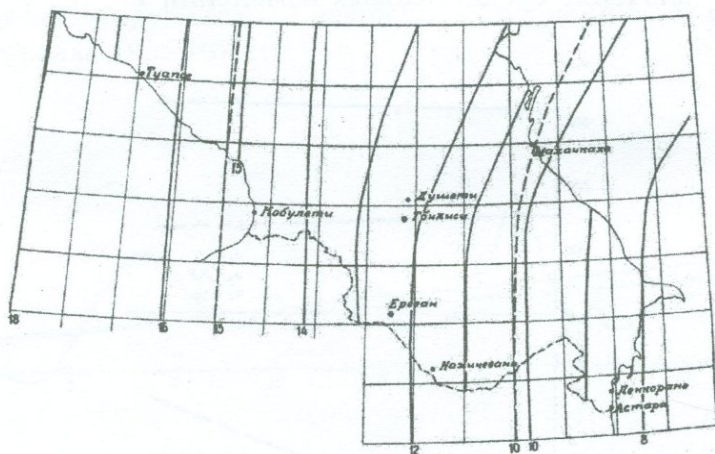


Рис. 2.23 Карта изопор территории БСС периода 1965-1970гг. - пунктирные линии. Подробно выделена территория Кавказа, по которой проводилось уточнение.

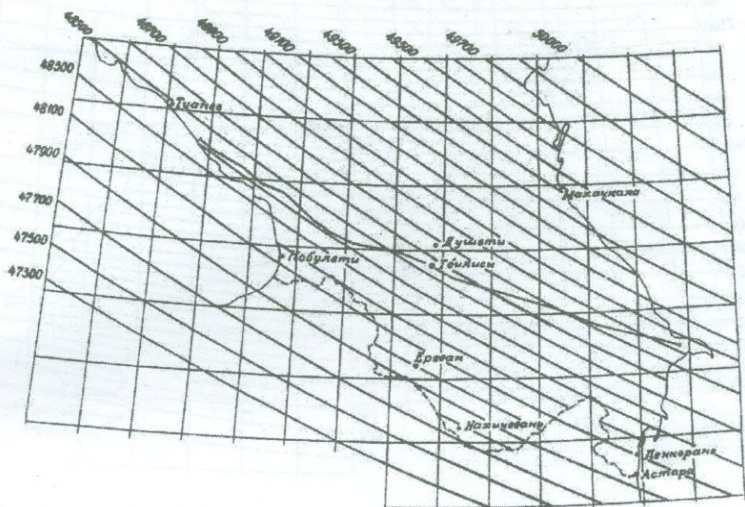


Рис. 2.24 Карта нормального поля модуля полного вектора T эпохи 1970г. Сплошная линия - маршрут опорной абсолютной сети, выполненный НИИ Геофизика 1964г.

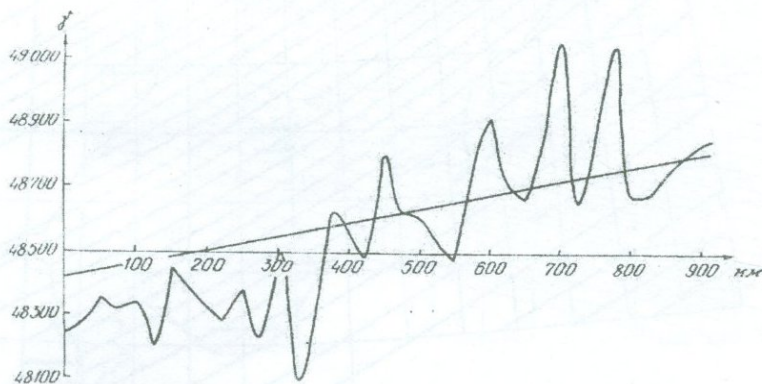


Рис. 2.25 Значение модуля полного вектора на профиле опорной абсолютной сети.

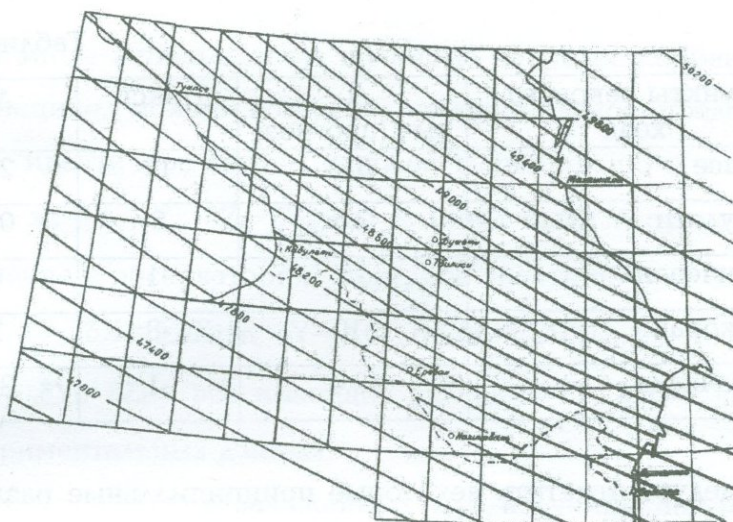


Рис. 2.28 Карта нормального поля модуля полного вектора ΔT на эпоху 1980г.

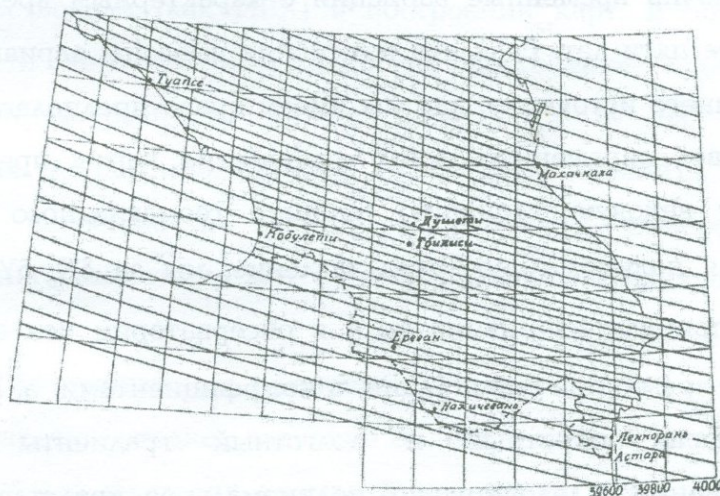


Рис. 2.29 Полярограмма иаменений поля в плоскостях X, Y, построенная для ПВХ Кавказа. Более подробно показана полярограмма обсерватории Душети.

Таблица 2.8

Пункты векового хода	T выч.(прогноз)	T эксп.	ΔT
Туапсе	8.3	11	2.7
Кобулет	2.5	3	0.5
Нахичевань	-5	-1	4
Ленкорань	-10	-8	2
Махачкала	-3.4	-1	2.4

Следует отметить некоторые принципиальные различия представления картами и полиномом. Прежде чем строить карты, мы провели некоторое сглаживание во времени, исключив временные вариации с характерным временем менее пяти лет. Если эти изменения вызваны вариациями внешнего источника, как мы имеем право предполагать на основе современных представлений, то карты представляют вековую вариацию главного геомагнитного поля. Строя полиномиальное представление, мы за $\delta X_0, \delta Y_0, \delta Z_0, \delta T_0$ приняли изменения поля в обсерватории без какой-либо временной фильтрации, а коэффициентами: a, b, c, d передали широтный и долготный градиенты этих изменений. Следовательно, полиномиальное представление в том виде, в котором мы его дали, передает все изменения и внешнего, и внутреннего источников поля, фиксируемые обсерваторией. Для приведения съемок к

одной эпохе использование полинома наиболее корректно. В принципе, можно построить полиномиальное представление, идентичное картам вековой вариации, но и в этом случае за $\delta X_0, \delta Y_0, \delta Z_0, \delta T_0$ мы должны были бы взять не изменение в обсерватории, а среднее значение:

$$\delta X = \sum \delta X_i / n; \delta Y = \sum \delta Y_i / n; \delta Z = \sum \delta Z_i / n;$$

где $\delta X_i, \delta Y_i, \delta Z_i$ - все имеющиеся значения S_v , а n - число экспериментальных данных.

Данные пунктов, заложенных для изучения аномалий (третья группа данных) дают дополнительный материал для проверки достоверности построенных карт S_v . Эти данные не участвовали (как ПВХ) в построении карт, и оценка точности карт по ним наиболее достоверна. Однако, анализируя разности между значениями S_v на этих пунктах и картированными, необходимо помнить, что кроме погрешности карт и погрешности измерений величина разности может быть обусловлена следующими факторами:

1. Различиями во временном сглаживании - карты представляют среднее значение S_v за интервал в пять лет, на ПВХ для изучения аномалий измерения выполняются через год и мы имеем значения S_v , среднее для временного интервала в год. По части ПВХ Грузии можно выполнить осреднение по пятилетнему интервалу. ПВХ

Армении работали только два года и подобная возможность отсутствует.

2. При построении карт Sv мы применяли сглаживание по площади. ПВХ дают конкретное значение для данной точки. В конкретной точке значение Sv могут отличаться от средних значений "аномалий вековой вариации" - локальных изменений поля, обусловленных действием упругих напряжений, температуры, современных движений и т.п. С этой точки зрения сопоставление данных наиболее интересно, так как позволяет обсудить 2 принципиально важных взаимосвязанных вопроса - требование к нормальному полю Sv и достоверность выделения аномалий S. Первый вопрос обсуждался в работе [31], второй вопрос в настоящее время является одним из важнейших в разделе задач, связанных с региональными исследованиями геомагнитного поля, в последние годы ему посвящено большое количество работ [19, 32, 33].

Построенные карты позволяют провести сравнение данных двояко. Во-первых, во времени - для каждого пункта строятся изменение поля по данным карт и непосредственно измеренные (рис. 2.17). Значение карт представлены средними для периода 1965 ± 2.5 года; 1960 ± 2.5 года; 1970 ± 2.5 года. Сразу же обращает на себя внимание, что карты несколько переосреднены во

времени. Среднеквадратичное отклонение измеренных значений составляет бнТл, что соответствует выполненным раннее оценкам. Существенно уменьшить эту величину можно было бы только составляя карты через интервалы 2.5-3 года. Этот вывод подтверждается сравнением данных измерений на ПВХ со значениями S_v , рассчитанными по полиному (сплошные наклонные прямые на рис. 2.17), значение коэффициентов δZ_0 , C_1 , C_2 сняты непосредственно с графиков рис. 2.17 и достаточно хорошо передают зависимость S_v от времени. Среднеквадратичное значение отклонения экспериментальных данных от рассчитанных уменьшается практически в 2 раза - погрешность осреднения во времени уменьшается до минимума.

Это сопоставление позволяет сформулировать 2 требования. На последовательной серии карт с интервалом в 5 лет поворот изолиний за 10 лет превышает 90° . Столь быстрые изменения структуры поля объясняются тем, что рассматриваемый регион находится на периферии особенности структуры поля вековой вариации, получившей название "Каспийского максимума", а выбранный нами интервал захватывает момент окончательного распада этой особенности 1955-1960гг. Через 10 лет изменения поля начинают определяться другой особенностью, возникшей на востоке нашей страны и за рассматриваемый нами

период вековая вариация кроме резкого изменения пространственной структуры изменяет свой знак.

Сказанное выше можно проиллюстрировать, используя метод, предложенный В.П. Головковым и Г.И. Коломийцевой, заключающийся в построении годографов в плоскостях X, Y . Годограф построен сначала по обсерватории, с тем, чтобы выделить основные временные моменты, связанные, по предложению В.П. Головкова и Г.И. Коломийцевой, с шестидесятилетней вариацией главного деомагнитного поля [35, 36]. Напомним, что они пришли к выводу о разовом характере этого явления и возможности определения по годографам направления на "эпицентр" источника шестидесятилетней вариации. Кроме обсерватории нами построены годографы по узлам сетки для интервала 1955-1978 гг., показывающие, что изменения направления на эпицентр происходят плавно и непрерывно, полностью согласуясь с изменением поля по обсерватории (рис. 2.14). В отличие от работ [35, 36], мы определяли не среднее направление на "эпицентр", а мгновенное по парам: 1955-1960 - пунктир, 1960-1965 - штрих-пунктир и 1965-1970 - сплошные линии. Определение "мгновенного" направления позволяет увидеть важную деталь, которую не учли авторы работ [35, 36]; движение источника шестидесятилетней вариации. Причем это движение имеет скорость существ-

венно большую, чем скорость западного дрейфа. Направления годографа подтверждают результат, что изменения поля определялись до 1955г. ростом- распадом "Каспийского максимума", а после 1955г, начиная с 1960г. — возникновением нового фокуса в Азии его движением и ростом.

§ 2.10. Карты нормального поля территории Кавказа

Прежде чем реализовать метод корректировки аналитической модели, было рассмотрено несколько различных аналитических моделей. По коэффициентам рассчитывалось поле (по сетке 1×1^0) на всю территорию выбранного нами региона и рассчитанные значения сравнивались с имеющейся экспериментальной информацией. Следует отметить, что ПВХ являются наилучшей исходной информацией не только в силу того, что это наиболее точные данные, но при закладке пунктов выполнялись определенные требования и величина градиента, что обеспечило закладку пунктов в полях, близких к нормальным. Наилучший результат для выбранного региона дала аналитическая модель ПОГО 8/69, трансформированная на эпоху 1970 г. [37].

Составляя разности $X_i - X_p = \Delta X$; $Y_i - Y_p = \Delta Y$; $Z_i - Z_p = \Delta Z$ рассчитанных и экспериментальных значений

компонент, мы не только оцениваем качество аналитической модели, но и определяем поправку $\sum \Delta X/n$; $\sum \Delta Y/n$; $\sum \Delta Z/n$, которая, позволяя удовлетворить первому и второму условию, сохраняет связь нормального поля с аналитической моделью. Эта поправка постоянна для всей территории региона и составляет: -54нТл по вертикальной составляющей, -36нТл по северной (X), -8 по восточной (Y) составляющим и -77нТл по модулю полного вектора. Введя поправку, мы можем построить карты вертикальной и горизонтальной составляющих (рис. 2.15, 2.16).

Используя данные полигонов, заложенных для изучения аномалий вековой вариации, можно оценить точность построенных нами представлений. Разности ПВХ, заложенных для изучения аномалий Sv, с картами нормального поля не превосходит +300нТл и сумма отклонений по всей совокупности пунктов близка к нулю.

Для построения карт модуля полного вектора, как уже неоднократно отмечалось, имеется существенно больше исходных данных. В силу того, что карты модуля полного вектора необходимы производственным организациям, по рассмотренному региону уже имеются карты нормального поля, построенные по аэромагнитным съемкам и имеется возможность сопоставления двух представлений, построенных различными способами.

Карты нормального поля для рассматриваемого региона, построенные методом корректировки модели ПОГО, представлены на рис. 2.15, 2.16 [38].

Как и в случае компонент отклонение карт измеренных значений лежат в пределах амплитуд аномального поля $+300\text{нТл}$ и сумма отклонения по всей площади равна нулю, т.е. карты центрируют аномальное поле. Иллюстрацией сказанному может служить рис. 2.22 на котором представлены разности значений модуля полного вектора, измеренные вдоль профиля абсолютной опорной сети и построенными картами. Значения модуля полного вектора можно вычислить через компоненты, используя карты, приведенные на рис. 2.25. Сравнение значений, вычисленных через H и Z , со значениями, снятыми с карты рис. 2.17., позволяет определить общую невязку карт. Значения разностей приведены в табл. 9.

Таблица 9

λ/φ	40	42	44
38	0	-12	-12
40	-11	-9	-12
42	-12	-13	-12
44	-12	-15	-11
46	-12	-11	-12
48	-14	-12	-12

И, наконец, мы сопоставим найденные значения нормального поля модуля полного вектора с картами нормального поля, составленными в ЛО ИЗМИРАН. В табл. 10, той же последовательности, что и предыдущей, даны разности между двумя нормальными полями.

Таблица 10

λ/φ	40	42	44
38	78	96	104
40	55	78	64
42	23	40	43
44	-4	12	35
46	-33	-32	-5
48	-56	-44	-40

Для территории Кавказа П. Панталаури, используя данные аэромагнитных съемок, были построены карты нормального поля (Т) [39].

Наиболее простой формой сопоставления двух однотипных представлений является вычисление разностей по узлам сетки [40]. Такое сравнение позволяет оценить суммарную погрешность, но не дает основания отдать предпочтение той или иной карте. Разности, вычисленные по узлам сетки $1 \times 1^\circ$ представлены на рис. 2.19. Они весьма характерны для картографических представлений, постро-

енных для ограниченной площади, в центре региона разности близки к нулю, по мере приближения к границе разности растут, достигая 80нТл. Сам по себе этот результат более чем удовлетворителен. Он означает, если предполагать равноправие карт, что максимальная погрешность представления каждой из них не превосходит 50нТл, а это почти в два раза лучше карт нормального поля территории БСС (см. табл. 10).

Сходимость двух моделей нормального поля иллюстрирует рис. 2.20, на котором представлен один из профилей аэромагнитной съемки с нанесенными значениями нормального поля.

§ 2.11. Приведение карт нормального поля ограниченной территории к новой эпохе и прогноз на пятилетний интервал

После построения карт нормального поля последующей задачей является приведение указанных выше карт к эпохе 1985 г. и составление, на основе прогноза вековой вариации, карт нормального поля эпохи 1990 г. [41].

В качестве примера рассматриваются карты модуля полного вектора, наиболее широко используемые производственными организациями. Однако предлагаемый метод приемлем для построения карт любой компоненты, при

условии, что на рассматриваемой территории имеется обсерватория и некоторое количество пунктов повторных наблюдений, по которым имеется информация о изменениях поля в векторной форме.

Обычно, при составлении карт на новую эпоху, имевшиеся ранее карты приводятся к новой эпохе введением поправок, учитывающих изменения поля. Для вычисления поправок используются карты вековой вариации.

Для ограниченной территории пространственная структура поля и вековой вариации может быть представлена с помощью полинома; поле

$$T_i = T_0 + a_1 \Delta \varphi_i + a_2 \Delta \lambda_i + a_3 \Delta \varphi_i^2 + a_4 \Delta \lambda_i^2 + a_5 \Delta \varphi_i \Delta \lambda_i$$

вековая вариация

$$\delta T_i = \delta T_0 + B_1 \Delta \varphi_i + B_2 \Delta \lambda_i + B_3 \Delta \varphi_i^2 + B_4 \Delta \lambda_i^2 + B_5 \Delta \varphi_i \Delta \lambda_i$$

где T_0 , δT_0 - значения поля и среднегодовых изменений поля в обсерватории, принятой в качестве базовой; $d_1 \dots d_5$, $B_1 \dots B_5$ - коэффициенты полиномов, аппроксимирующих пространственную структуру поля и вековой вариации; - координаты i -ой точки, для которой определяется значение поля, за начало координат приняты координаты обсерватории, соответственно;

$$\Delta \varphi_i = \varphi_i - \varphi_0; \Delta \lambda_i = \lambda_i - \lambda_0$$

Опыт показал, что на территории Кавказа для удовлетворительной аппроксимации поля необходим полином

второй степени. Отметим, что составляя поле конкретной эпохи, можно использовать для построения карт или аналитической аппроксимации всю совокупность имеющейся информации. Если мы строим поле в векторной форме, то значения компонент и модуля могут быть измерены в разных точках.

При построении карт или аналитического представления вековой вариации нам необходима совокупность повторных измерений, выполненных в одних и тех же точках, в общем случае, в пределах временного интервала, на который приводятся карты. Указанное обстоятельство уменьшает количество исходной информации для определения коэффициентов $d_1 \dots d_5$, $B_1 \dots B_5$, и для рассматриваемой территории мы должны ограничиваться полиномом первой степени при аппроксимации пространственной структуры вековой вариации.

Представление поля и вековой вариации с помощью полиномов упрощает задачу приведения к новой эпохе и задачу прогноза в силу того, что, используя данные пунктов повторных измерений, можно найти зависимость коэффициентов полинома аппроксимирующего вековую вариацию от времени, экстраполировать эту зависимость на пятилетний интервал, и по этой зависимости привести к новой эпохе коэффициенты полинома, аппроксими-

рующего поле. Указанный принцип положен в основу приведения карт Т эпохи 1970 г. к 1975 г. по вновь полученной информации и экстраполяции их на 1980 г.

На рис. 2.21 представлено изменение модуля полного вектора в обсерватории Душети, принятой за базовую. На рис. "а" приведены значения самого модуля, а на рис. "б" - значения среднегодовых изменений. Экстраполяция до 1980 г. позволяет определить значение T_0 , δT_0 . Однако следует отметить, что поле в обсерватории Душети занижено, видимо, за счет локальной аномалии примерно на 200нТл.

Из рис. 2.21 следует одно интересное обстоятельство - изменения поля в обсерватории Душети для относительно короткого временного интервала определяются двадцатилетней вариацией (22 ± 2) и более длиннопериодной, которую для рассматриваемого интервала можно аппроксимировать линейной зависимостью. Таким образом, мы получаем для 1975 г. значение $T_0 = 48675$ нТл, а для 1980г. значение $T_0 = 48680$ нТл.

Можно утверждать, что даже в случае прогноза погрешность определения T_0 не превзойдет 10нТл. Эта погрешность может сказаться на занижении или завышении общего для всей карты уровня.

На рис. 2.22 представлены изменения коэффициента B_1 и B_5 во времени и соответствующие изменения во времени

коэффициентов a_1 и a_2 , определяющие изменения широтного и долготного градиентов. Для определения временных изменений коэффициентов a_3 , a_4 , a_5 имеющихся на рассматриваемой территории пунктов повторных изменений недостаточно, и при приведении и прогнозе мы вынуждены считать эти коэффициенты постоянными. Указанное обстоятельство может привести к некоторому завышению погрешности на границах рассматриваемой территории.

По найденным коэффициентам был проведен расчет поля на эпоху 1975г. и прогноз на 1980г. Составляющие карты модуля полного вектора представлены на рис. 2.23 - 1975г и рис. 2.24 - 1980г.

К сожалению, нового материала, относящегося к 1976-1977гг. найти нам не удалось и оценка точности может быть проведена только по отношению к пунктам повторных измерений. В таблице 2 приведены разности между значениями модуля полного вектора, измеренными в 1964, 1969 и 1974гг. и картам модуля полного вектора, построенными описанным выше способом на указанные эпохи. Постоянство разности может рассматриваться как точность приведения данных на новую эпоху.

Построенные зависимости T_0 , a_1 и a_2 , от времени позволяют построить распределение модуля полного вектора для любого момента времени для интервала 1955-

1975гг. и осуществить оценку погрешности с уже имеющимися данными.

Таблица 11

Название пунктов	1964г.	1969г.	1974г.
Туапсе	-165	-170	-169
Кобулет	90	90	85
Нахичевань	181	183	181
Ленкорань	-54	-83	-51
Махачкала	-23	-18	-20

Оценка, проведенная по прошлым эпохам, показывает, что аналитическое представление для ограниченной территории может обеспечить погрешность карт нормального поля не более 50нТл . Из проведенной работы следует, что количество пунктов на территории Кавказа, на основе которых можно обеспечить аппроксимацию главного геомагнитного поля с погрешностью порядка $25\text{--}30\text{нТл}$ и поддержание этой точности во времени должно быть $25\text{--}30$. Для рассмотренной нами территории пункты должны располагаться на расстояниях не более 2° по более или менее равномерной сети. Современное распределение шести пунктов по границам рассматриваемой территории неудовлетворительно.

§ 2.12. Карты нормального поля эпохи 1990г.

Кавказского региона

Потенциал геомагнитного поля может быть представлен в виде ряда сферических гармонических функций:

$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} (g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi) P_n^m \cos \theta$$

Соответственно, компоненты поля:

$$X = \sum_n \sum_m \left[(g_n^m \cos n\lambda + h_n^m \sin n\lambda) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} \cdot \frac{\partial P_n^m}{\partial \theta} \right]$$

$$Y = \sum_n \sum_m \left[(g_n^m \sin m\lambda - h_n^m \cos n\lambda) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} \frac{m}{\sin \theta} \cdot P_n^m \right]$$

$$Z = \sum_n \sum_m - (n-1) (g_n^m \cos n\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+2} \cdot P_n^m$$

$$T = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

где θ , λ и r - координаты точки наблюдения, R - радиус Земли, $P_n^m \cos \theta$ - присоединенные полиномы Лежандра; g_n^m , h_n^m - сферические гармонические коэффициенты.

Для определенной эпохи методом сферического гармонического анализа определена выборка коэффициентов g_n^m , h_n^m позволяющая рассчитать для любой точки пространства значение компонент X, Y, Z , а соответственно и $H = (X^2 + Y^2)^{1/2}$; $T = (H^2 + Z^2)^{1/2}$.

Ни мировые магниты карт, ни аналитические представления не могут быть основой нормального поля для ограниченных регионов.

Нормальное поле должно удовлетворять следующим требованиям:

Во-первых, $\sum_{i=1}^n (T_i - T_H) \cdot n \rightarrow 0$, где T_i - измеренные значения в принципе любой компоненты; T_H - значения нормального поля, независимо от формы представления (картографической или аналитической); n - число измерений.

Во-вторых, это условие должно реализоваться на профилях 1000км или площадях 5×5^0 , условие существования минимума спектра.

С точки зрения второго условия ни одна из существующих аналитических моделей не может быть достаточно качественным нормальным полем. Сказанное является основанием для корректировки аналитической модели с целью получения удовлетворительного нормального поля.

Для ограниченной территории при построении могут быть реализованы существенно большие точности.

С этой целью авторами построены карты "нормальных полей" для территории Кавказа.

Было рассмотрено несколько аналитических моделей. По коэффициентам рассчитывалось поле (по сетке $1^0 \times 1^0$)

на всю территорию и рассчитанные значения сравнивались с имеющейся экспериментальной информацией. Следует отметить, что ПВХ (пункты векового хода) являются наилучшей исходной информацией в силу того, что это наиболее точные данные и при закладе пунктов выполнялись определенные требования к величине градиента, что обеспечило закладку пунктов в полях, близких к нормальному. Наилучший результат для выбранного региона дала аналитическая модель ПОГО 8/69, трансформированная на эпоху 1980г.

Составляя разности $X_i - X_p = X$; $Y_i - Y_p = Y$; $Z_i - Z_p = Z$ рассчитанных и экспериментальных значений компонент, оцениваем не только качество аналитической модели, но и определяем поправку $\sum \Delta X/n$; $\sum \Delta Y/n$; $\sum \Delta Z/n$, которая, удовлетворяя первому и второму условиям, сохраняет связь нормального поля с аналитической моделью. Эта поправка, построенная для всей территории района, составляет: 54нТл по вертикальной составляющей, 77нТл по модулю полного вектора и 55 - по горизонтальной составляющей. Введя поправки, построены карты нормального поля по модулю полного вектора, горизонтальной и вертикальной составляющим геомагнитного поля.

Рассчитывалась разница значений по двум картам - прогностической и построенной по модели МАГСАТ,

определялась поправка ΔT . Эта поправка составляет 30-40 нТл, т.е. обе карты адекватны и могут использоваться научными и производственными организациями, ведущими магнитометрические исследования на территории Кавказа.

ВЫВОДЫ

В данной главе рассматривалась задача построения карт вековой вариации и нормального поля для ограниченного региона методом корректировки глобальной аналитической модели и региональных карт бывшего Советского Союза по дополнительной весьма ограниченной экспериментальной информации. Показано, что предлагаемый метод позволяет:

1. Построить для интервала 1955-1990 гг. карты вековой вариации трех ортогональных компонент и модуля полного вектора в два раза точнее, чем карты, построенные для всей территории БСС.

2. Перевести картографическое представление вековой вариации компонент и модуля полного вектора в аналитическое, что существенно упрощает расчет поправок за вековую вариацию и приведение карт к новой эпохе.

Карты вековой вариации для всей территории БСС имеют погрешность 8-10 нТл в год. При приведении даже

на 2.5 года это приводит к дополнительной погрешности модульной съемки в 10-15нТл подобная погрешность не приемлема. Уменьшение погрешности карт вековой вариации до 3.5-5нТл в год уменьшает погрешность приведения до 10-12нТл и делает ее сравнимой с исходной погрешностью съемки. Дальнейшее уменьшение погрешности, в рамках предложенного метода, возможно при уменьшении дискретности определенной вековой вариации до 2.5 лет и увеличение в 3-4 раза числа пунктов повторных наблюдений.

Показано, что прогноз - экстраполяция на 5 лет вперед даже при имеющейся информации достаточно надежен и оправдан. Построенные аналогичным способом карты нормального поля для рассматриваемого региона имеют погрешность, не превышающую 50нТл. Преимущество предложенного метода заключается в возможности:

1. Решение задачи графическим и аналитическим способом.
2. Сохранение связи регионального магнитного поля с глобальной аналитической моделью.
3. Получение комплекта взаимосогласованных карт, сохраняющих взаимосвязь модуля и компонент.
4. Уточнение пространственной структуры компонент по пространственной структуре модуля полного вектора.

На основе предложенного метода получены не только точные карты эпох 1970 и 1975 гг., но и достаточно точные карты эпохи 1980-1990 гг. Повышение точности карт нормального поля весьма значимо. Если использовать в качестве нормального поля карты территории БСС, имеющие погрешность порядка 100 нТл , то это означает, что аномалии, имеющие амплитуду 300 нТл , выделяются с погрешностью порядка 30%, а об аномалиях порядка 100 нТл говорить невозможно. Используя предложенные карты, можно выделить аномалии в 300 нТл с погрешностью порядка 15% и говорить о выделении меньших по амплитудам аномалий. Для рассматриваемой территории желательно иметь аномальное поле, построенное с погрешностью порядка 20 нТл по компонентам. Это позволило бы выделить структуры аномального поля с амплитудами $50-80 \text{ нТл}$. Для решения этой задачи необходимо иметь большее число пунктов с точными измерениями компонент.

К результатам, имеющим научный интерес, относятся:

1. Определения местоположения источников вековой вариации, определяющих измерения поля: 1955-1960 - распад Каспийского максимума, с 1960 - возникновение Азиатского фокуса. Подтверждение начала распада Азиатского фокуса.

2. Возможность аппроксимации модуля полного вектора и компонент полиномом не выше второй степени. Это соответственно предполагалось без какого-либо обоснования при решении аналогичной задачи для территории Франции.

ГЛАВА III

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗА

Построенные в предыдущей главе карты вековой вариации позволяют привести к одной эпохе результаты измерений всех элементов геомагнитного поля, выполненных на рассматриваемой территории за последние 20 лет. Построенные карты нормального поля дают возможность вычислить аномальное поле.

Аномальное магнитное поле определяется намагниченностью ферромагнитных компонент горных пород, имеющих две составляющих - индуктивную, пропорциональную величине действующего в настоящее время геомагнитного поля, карты которого даны в предыдущей главе, и остаточный, зафиксировавшей амплитуду и направление поля, существовавшего во время образования горной породы. Таким образом, структура аномального поля в принципе позволяет решать широкий круг задач, связанных с изучением строения земной коры, выделять крупные нарушения - разломы, получать представление о возрасте коры изучаемого региона, восстанавливать ее развитие.

Целью настоящей главы является анализ возможности решения нетрадиционных задач, связанных с интерпрета-

цией пространственной структуры аномального поля на основе имеющейся информации и иллюстрация возможности вычисления компонент на основе исходной модульной информации. Последняя задача была решена в предыдущей главе по отношению к вековой вариации и нормальному полю. На наш взгляд, это одна из наиболее актуальных задач, ибо ее решение позволило бы получить высокоточную информацию об аномальном поле в векторной форме и существенно расширило возможности аномального поля для решения перечисленных выше задач.

§ 3.1. Исходная информация и задачи, которые могут решаться на ее основе

Особенности пространственной структуры поля, создаваемого коровыми источниками, лежат в интервале от нескольких км до нескольких сотен километров. Чем ближе кристаллический фундамент к поверхности Земли, тем значительнее градиенты аномального поля и тем короче неоднородности в его пространственной структуре. Сказанное определяет требование к подробности съемок, предназначенных для изучения строения верхней магнитоактивной оболочки Земли.

С этой точки зрения, метод развития в предыдущей главе, основанный на корректировке более общей модели до дополнительной информации, не пригоден - по тому количеству информации, которое необходимо для корректировки, можно строить самостоятельные карты. Например, используя достаточно точные карты модуля полного вектора масштаба 1:2.500000, составленные по данным аэромагнитной съемки для территории БСС М.А. Васильевой [6], можно получить только весьма приближенную и грубую схему, отражающую структуру скорее региональных, нежели локальных аномалий. Разности между значениями модуля, снятыми с указанных карт и построенными нами картами нормального поля, представлены на рис. 3.1. Изолинии на карте проведены через 200нТл штриховкой, выделены положительные и отрицательные аномалии.

Можно сослаться на работу В.Н. Луговенко с сотрудниками, использовавших для построения весьма общего представления аномального поля результаты аэромагнитных съемок территории региона, выполненных в различные годы [43]. В использованных им материалах заметно проявляется недостаток заснятости, использованных в качестве уровня различных нормальных полей, и

ряд других недостатков съемок, выполнявшихся до 70-х годов.

Более подробные, хотя, видимо, менее точной, являются карты ветрикальной составляющей, выполненные Ц.Г. Акопяном [12], эти карты составлены для территории Армении. Как и в предыдущем случае, на рис. 3.2 представлены эти карты в виде схемы с выделенными аномалиями, превышающими 200нТл. Хотя первое и второе представление существенно различны по подробности, обращает на себя внимание одна общая их особенность - линейность структур, их вытянутость в северо-западном направлении, чередование положительных и отрицательных аномалий, особо отчетливо проявляющихся на рис. 3.2.

На территории Армении начато проведение аэромагнитной модульной съемки необходимого количества. Работы начаты трестом Спецгеофизика, но, к сожалению, выполнено два фрагмента, причем в разное время, и съемки до настоящего времени не закончены. Участки территории, покрытые этими разнородными съемками, выполнены на рис. 3.3.

На картах, построенных по результатам съемки треста Спецгеофизика, отмеченная выше особенность - подобие структуры аномального поля линейным структурам океана,

бросается в глаза еще более отчетливо, включая и такие детали, как наличие сдвига по некоторому подобию " трансформаторного " разлома.

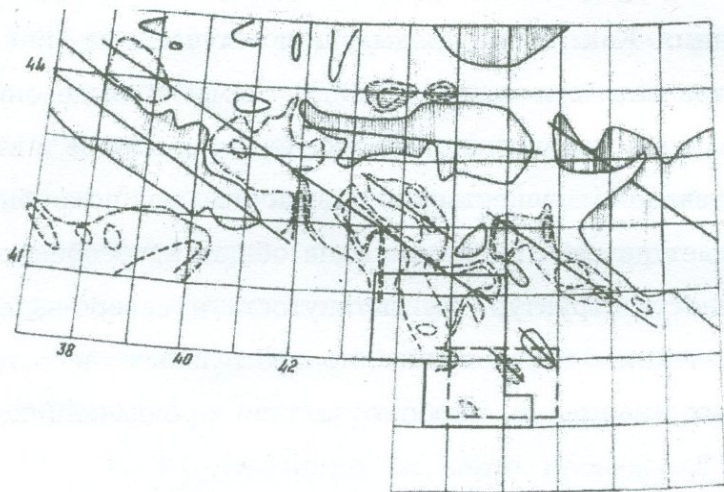


Рис. 3.1. Карта аномального поля модуля полного вектора (δT_a) Кавказского региона, составленная по данным Р.Т. Васильева, М.А. Васильевой. Сплошными линиями показаны основные направления простираения аномалии; ΔT_a - участок региона, перекрытый более подробной картой ветикальной составляющей (ΔZ_0), составленной Ц.Г. Акопяном; ΔZ_a - участок региона, перекрытый еще более подробной картой - ΔT_a , по результатам съемки треста Спецгеофизика.



Рис. 3.2. Карта аномального поля вертикальной составляющей (ΔZ_a), составленная Ц.Г. Акопяном. Сплошными линиями показаны основные направления простиранения аномалии геомагнитного поля. Прямой АБ показан профиль рисунка.

Указанная выше особенность в структуре аномального магнитного поля является основным объектом исследования настоящей главы, хотя еще раз следует подчеркнуть, что для ее решения, для данного региона, необходимо обладать результатами, если не компонентной, то хотя бы модульной съемки, выполненной с подробностью 1:100 000 или более по всему региону, а не по двум ее фрагментам.

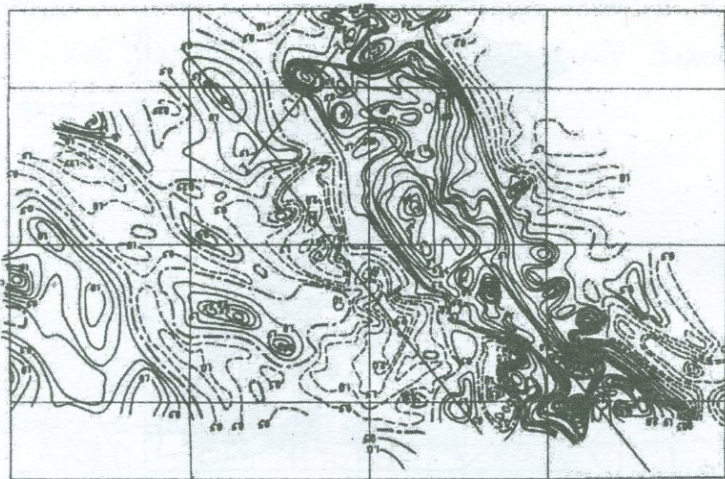


Рис. 3.3. Карта аномального поля модуля полного вектора (ΔT) масштаба 1:2 00000 . Высота съемки 4200 м. Прибор- протонный магнитометр фирмы "Джеометрик". Прямыми линиями показаны основные направления аномалий геомагнитного поля. Выделены нулевые изолинии, позволяющие получить представление о размерах блоков. 1-1 - профиль повторной съемки, заложенный ИГИС и ИФЗ для изучения аномалий вековой вариации.

Кроме магнитных данных, при решении конкретных геофизических вопросов, мы можем привлекать дополнительную геологическую и геофизическую информацию.

Решая вопросы разделения территории на блоки, мы должны привлекать данные гравиметрических измерений, существующие геологические представления [23].

Особо осложняется вопрос выделения глубинных разломов, особенно древних. Многократное повторение в различные геологические эпохи вулканических излияний создало сложный комплекс разновозрастных напластований, во многих случаях перекрывающий и маскирующие эти разломы. Живущие разломы отражаются в картах эпицентров землетрясений. Есть надежда, что они будут найдены при изучении аномалий вековой вариации по данным повторных магнитных наблюдений.

Решая вопросы геоисторического плана, реконструируя историю развития земной коры по структуре аномального магнитного поля, мы в первую очередь должны использовать данные палеомагнитических исследований, выполненных на территории Армении и систематизированных в работе Ц.Г. Акопяна [12]. Немаловажное значение для реконструкции некоторых этапов истории развития земной имеет уже отмеченный своеобразный характер аномалий Кавказа и территории Армении. Эти аномалии внешне похожи на линейные магнитные аномалии центральноокеанических хребтов. Одним из факторов, играющих решающее значение при интерпретации этих аномалий, является преобладание остаточной намагниченности над индуктивной, как и для базальтов океана.

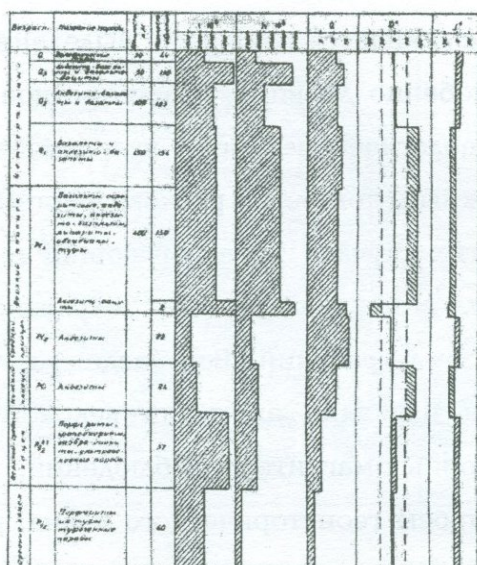


Рис. 3.4. Результаты палеомагнитных исследований на территории Армении.

Подчеркнем как наиболее интересный факт, что и для эффузивов Армении остаточная намагниченность преобладает над индуктивной по данным Ц.Г. Акопяна.

Более того, характер базальтовых покровов близок к базальтовым покровам океанического дна [44]. Эти факты могут быть отражением определенных "океанических" этапов в истории формирования земной коры, кстати подтверждаемых и геологическими фактами [45].

Решая вопросы современных и новейших движений, приводящие к возникновению аномалий вековой вариации, кроме, к сожалению, пока еще немногочислен

ных данных повторных измерений, мы можем, безусловно, привлекать данные гравитационных измерений, предполагая, что нарушение изостатического равновесия может быть одной из причин современных движений [46].

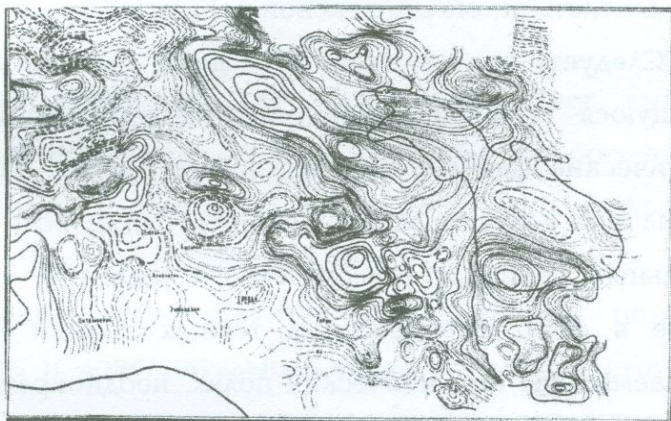


Рис. 3.5. Карта (Т) Октемберянского р-на.
Высота съемки 4200 м.

Кроме этого должны привлекаться данные об очагах землетрясений; безусловных интерес представляют данные о тепловом потоке. Подчеркнем, что перечисленные нами вопросы взаимосвязаны.

1. Современная блоковая структура, сложившаяся в результате действия определенных тектонических сил, безусловно, сама по себе отражает историю развития и формирования коры региона. В частности, в линейных структурах аномалий можно выделить разломы ортого-

нальные основным, напоминающие " трансформные разломы " океанических хребтов [47]. К этим разломам приурочены области современной сейсмической деятельности и, возможно, в этих районах следует в первую очередь искать аномалии вековой вариации.

2. Следует подчеркнуть, что даже используя всю имеющуюся геофизическую информацию и привлекая геологические данные, мы не всегда можем получить однозначные представления, особенно когда речь идет о длительных периодах геологического развития, запечатленные в 40-50 километровых толщах земной коры и создаваемых ею геофизических полях, неоднократно подвергавшейся вторичной переработке.

Часть из перечисленных выше задач может рассматриваться на основе модульной информации, при этом мы привлекаем такие характеристики как: направление простираения аномалий, их пространственные размеры и амплитуда. Однако, более полное решение возможно только на основе данных компонент. К этому классу задач относятся определение возраста по знаку аномалии, определение глубины источника аномального поля, определение параметров возмущающего тела и т.п. В принципе и такие вопросы, как связь между магнитным

и гравитационным полям могут решаться только на основе векторного представления аномального поля [14].

§ 3.2 Блоковое строение коры территории Армении, основные направления аномалий

Первая схематическая карта позволяет выделить только общие черты- системы разломов северо-западного простирания, пересекающие территорию Армении. Вторая, более подробная карта Ц.Г. Акопяна кроме детализации этих структурных элементов, позволяет выделить и дополнительные более локальные структуры разломов, по простиранию близкие к направлению, ортогональному предшествующим. На наиболее подробных картах участка территории Армении можно выделить характерные магнитные структуры, ограниченные сложной системой разломов. Границами магнитных структур являются линии нулевых значений. На перечисленных выше рисунках основные направления показаны прямыми линиями.

Основные направления аномалий могут быть подсчитаны для выбранных площадей с помощью палетки [48]. Для этой цели палетка в виде окружности, изготовленная из прозрачного материала, накладывается на опре-

деленный участок территории (палетка разбита прямыми линиями, параллельными главному диаметру). Начиная от нуля (направление на север) палетка поворачивается через 10^0 и в каждом положении подсчитывается число аномалий, совпадающих по направлению с диаметром палетки. Пропорционально числу аномалий откладывается в соответствующем направлении вектор, являющийся характеристикой направления аномалий на данной площади. Подобным способом нами было проведено определение основных направлений для всей территории Кавказа (карта рис. 3.1) и последующих уточненных карт. Соответствующие результаты представлены на рис. 3.1а-3.3а. Из рисунков следует, что спектр ориентаций аномалий весьма разнообразен, но преобладают в нем, совершенно отчетливо, несколько определенных направлений, из которых северо-западное "кавказское" и перпендикулярное ему являются для всех карт основными.

Направление аномалий может определяться по меньшей мере двумя факторами:

Во-первых, ориентацией горизонтальной намагниченности (мы уже отмечали, что остаточная намагниченность преобладает над индуктивной). В этом случае направления D^0 , определенные методом палеомагнетизма, должны совпадать с направлениями, определенными нами. Работы

Ц.Г. Акопяна [12, 23] позволяют проверить это предложение. Для этой цели, воспользовавшись табл. 2, 3 из работы [23], мы построили рис. 3.4, на котором представлены основные направления D^0 по данным палеомагнитных исследований на территории Армении. Из рисунка следует, что этим фактором мы можем объяснить только отклонения от современного направления на север в пределах 30^0 , не более. Сопоставляя палеомагнитные значения D^0 с направлениями аномалий (рис. 3.1б- 3.3б) мы видим, что фактор не является определяющим.

Вторым и, видимо, основным фактором является внедрение лав по направлениям основных разломов. Весьма существенно, что два основных направления, выделенные нами на рис. 3.1а-3.3а из чисто морфологических соображений и вычисленные методом палеток (рис. 3.1б-3.3б), объясняются именно этой причиной. Следовательно, именно эти разломы и привели к образованию основной блоковой структуры коры территории Армении. Минимальные размеры блоков могут быть определены размерами 20×20 км на основе наиболее детальных карт (рис. 3.3а). В силу того, что определение направлений проведено по картам различной степени сглаживания (представлены аномалии разных классов),

вывод о преобладающих направлениях и их природе является достаточно общим.

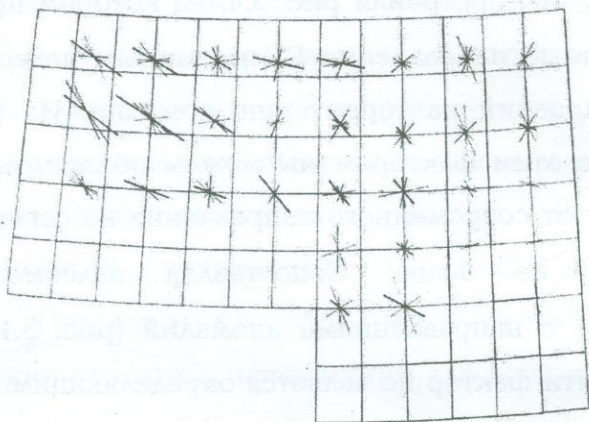


Рис. 3.1а. Направления простираения аномалий по карте ΔT_a для всего Кавказа.

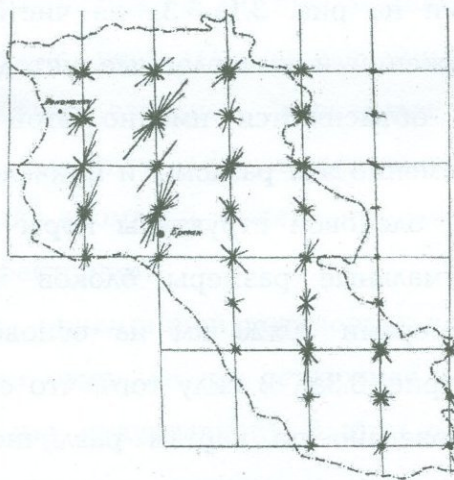


Рис. 3.2а. Направления простираения аномалий, подсчитанные с помощью палеток по карте ΔZ_a .

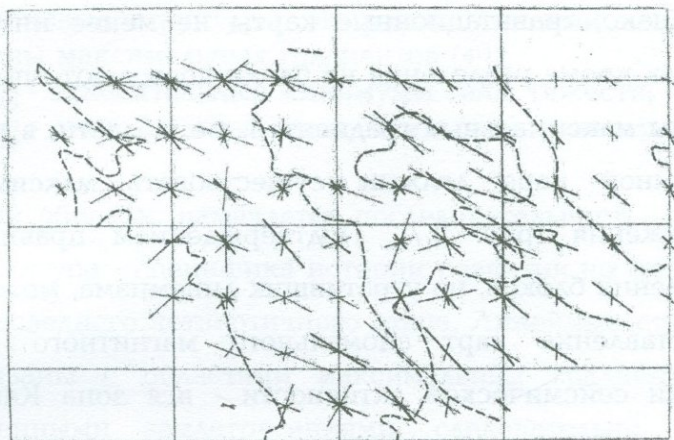


Рис. 3.3а. Направления простираения аномалий, подсчитанные с помощью палеток для карты 3.3. С этой карты перенесены нулевые изолинии (пунктир).

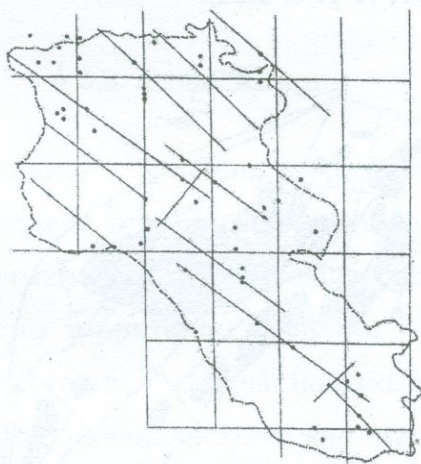


Рис. 3.6. Карта очагов землетрясений на территории Армении. Сплошные линии - направления простираения аномалий магнитного поля, снятые непосредственно с карт аномального поля.

Однако, гравитационные карты не менее интересны, так как кроме разделения на блоки позволяют определить и зоны максимальных градиентов, т.е. области, в которых в земной коре должны существовать максимальные напряжения (рис. 3.7). Подтверждением правильности выделения блоков, не утративших динамизма, может быть сопоставление карт аномального магнитного поля с зонами сейсмической активности - вся зона Кавказа и особенно Малого Кавказа представляет собой линейные структуры очагов землетрясений (рис. 3.6). Прямые линии на рис. 3.6 сняты непосредственно с карт аномального магнитного поля (с рис. 3.2a).

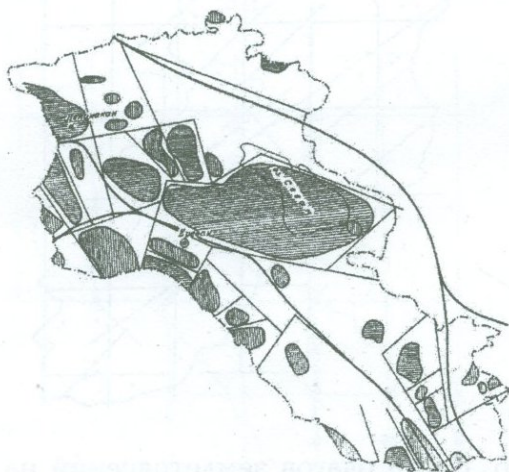


Рис. 3.7. Схема гравитационного поля - в редакции Буге. Отрезками прямых выделены очевидные

блоковые структуры. Жирными линиями показаны зоны максимальных градиентов (40);



- относительные минимумы силы тяжести;



- относительные максимумы силы тяжести.

Таким образом, намечается последовательность: линейная структура - специфика истории развития по меньшей мере последнего четвертичного этапа. Линейные структуры связаны с областями максимальных градиентов и современными землетрясениями, следовательно, часть разломов - живет и в настоящее время, и живущими являются те, что совпадают с зонами максимальных градиентов.

§ 3.3. Развитие коры

История вулканизма Армении, возникновения системы разломов запечатлена в ориентации остаточной намагниченности и горных пород, слагающих магнитоактивных слой земной коры территории Армении. Однако восстановление этой истории - задача неоднозначная, хотя в отличие от пород океанического дна мы располагаем ориентированными образцами и для описания истории развития имеем два параметра - наклонение (возможность разделения периодов прямой и обратной полярностей поля) и склонение. Для пород океанического дна с

большим трудом пока еще получают представление о знаке намагниченности. Результаты палеомагнитных исследований [23] представлены на рис.3.4.

В первую очередь, обратим внимание на весьма малые вариации палеосклонения - изменения в пределах всего лишь 30^0 . На наш взгляд, этот факт может говорить только в пользу того, что в истории развития земной коры на рассматриваемой территории преобладали вертикальные движения, а не горизонтальные, вызывающие повороты отдельных блоков (рис. 3.1а- 3.3а).

Во-вторых (рис. 3.1а- 3.3а), отметим, что практически в центре территории, совпадая с основным направлением разломов, протянулась полоса положительных аномалий вертикальной составляющей, только кое-где прерываемая аномалиями противоположного знака. В северо-западной части Севана эта полоса сдвинута по ортогональному разлому (рис. 3.2а). Полоса положительных аномалий окаймлена столь же отчетливо выраженными полосами отрицательных аномалий. Причиной отрицательной намагниченности горных пород, а соответственно, наблюдаемых аномалий, могут быть:

1. Самообращение намагниченности [49]. Для горных пород Армении этот механизм весьма маловероятен.

Лабораторные эксперименты показывают, что для базальтов Армении самообращение не наблюдается.

2. Намагниченностью в суммарном поле [50]. Этот механизм мог быть реализован, если бы внедрившиеся по разлому лавы, приобретя остаточную намагниченность в магнитном поле Земли положительной полярности, создали в щели между ними отрицательное поле по амплитуде, превышающее поле Земли. В этом случае очередное внедрение лав могло приобрести отрицательную намагниченность. Подобный механизм для Армении маловероятен. Во-первых, слишком велико расстояние между полосами аномалий одного знака; во-вторых, подобный механизм предполагает синхронное образование параллельных разломов с синхронным приобретением внедрившейся лавы остаточной намагниченности.

3. Наиболее общепринятым, подтвержденным для Армении экспериментально многочисленными палеомагнитными исследованиями, является механизм, согласно которому остаточная намагниченность приобретается в период прямой или обратной полярности геомагнитного поля. Следовательно, знак аномалии подтверждает ее возраст и мы вправе предположить, что процесс формирования аномального поля проходил циклами, существенно разделенными по времени. Это предположение

подтверждается и геологическими и геофизическими данными. Приведенные на рис. 3.7 магнитные характеристики представляют безусловный интерес, поскольку позволяют получить представление о породах, условий их образования. История развития региона записана в двух параметрах, являющихся результатами палеомагнитных исследований, - склонении и наклонении. Этой своеобразной "магнитофонной записи" соответствует уникальное смена циклов, сопровождавшихся вулканизмом и складкообразованием, история преобразования коры океанического типа в кору континентального.

В данной работе мы можем остановиться только на отдельных фрагментах этого развития, отражавших периоды, когда регион был сушей или дном моря, как правило, сопровождавшиеся активным вулканизмом и складкообразованием, приведшим к образованию современного геолого-геофизического строения региона, определившего пространственную структуру аномального гравитационного и магнитного полей. Для нас важно, что новейшие движения в значительной мере сложившейся блоковой структурой и разломами, возникшими в далеком прошлом.

Сведения из истории геологического развития взяты из работы [45], причем, мы сознательно опускаем исто-

рию развития до эоцена, в силу того, что "магнитная история" (рис. 3.8) начинается с этого периода.

Эоценовая фаза. После крупного поднятия и регрессии, имевших место в датском веке и палеоцене, в раннем эоцене начинается новое опускание и трансгрессия, которые достигают максимума развития в среднем эоцене. Погружение геосинклинальных прогибов сопровождалось вулканизмом как в подводных, так и в наземных условиях. Показательно, что эффузивный вулканизм рассматриваемой зоны наиболее развит в ее центральной, наиболее прогнутой части, где в дальнейшем, в конце среднего эоцена, в позднем эоцене и олигоцене происходило внедрение крупных интрузий кислого вулканизма. Учитывая изменения фаций вулканогенных пород и в особенности локальное развитие эффузивов и субвулканов, можно приблизительно наметить центры вулканических излияний. Они возникли преимущественно в бортах прогибов и в районах поперечных поднятий, разделяющих отдельные частные прогибы. В наиболее прогнутых частях интрагеосинклинальных зон образовались трещины, обусловившие излияния ареального типа. "Предпозднеэоценовые" тектонические движения сопровождаются интенсивной вулканической деятельностью как интрузивной, так и эффузивной. В это время

происходит внедрение части ультраосновных пород Севанского офиолитового пояса. Значительно увеличивается площадь суши за счет уменьшения прогибов. В конце эоцена происходят новые тектонические движения, сыгравшие важную роль в формировании современной тектонической структуры и рельефа Малого Кавказа. Однако эти движения в отдельных зонах имели различную интенсивность и характер.

Олигоцен-антропогеновая фаза развития представляет собой заключительную фазу альпийского этапа развития, эпоху горообразования и формирования современного высокогорного рельефа Малого Кавказа, заложения наложенных впадин, образования орогеновых формаций и проявления постскладочного вулканизма.

В соответствии с геоантиклинальным поднятием центральной части Малого Кавказа, обусловленным позднеэоценовыми тектоническими движениями, в олигоцене произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу - в Нахичеванский прогиб и к северу - в Куринскую депрессию. В последних непрерывный разрез палеогена, в то время, как в разделяющей их геоантиклинальной зоне таковые отсутствуют. В наложенных Араксинском и Нахичеванском прогибах и Куринской депрессии в олигоцене происходило прогибание, обусловившее накопление

пород верхнего олигоцена и миоцена. Таким образом, олигоценовую эпоху можно рассматривать как начало возникновения крупных геотектонических и орографических элементов Малого кавказа - Куринского и Среднеараксинского краевых прогибов и разделяющего их поднятия. Тектонические движения раннеолигоценового периода вызвали также мощную вулканическую деятельность. В конце среднего олигоцена происходят новые, очень мощные горообразовательные движения, обусловившие существенные изменения в структуре и полеогеографических условий Малого Кавказа. Эти движения сопровождались мощной интрузивной магматической деятельностью. В результате предпозднеолигоценовых тектонических движений весь Малый Кавказ вовлекается в общее поднятие. В среднем - позднем миоцене Малый Кавказ вовлекается в новое опускание и в Среднеараксинской депрессии происходит ингрессия моря. В позднем сармате происходит новая ингрессия моря. В позднесарматское время начинается новый - неогеновый этап вулканической деятельности, более интенсивно проявляющийся в полиоцене. В конце позднего миоцена (перед мзотисом) происходят очень мощные тектонические движения, обусловившие новые существенные изменения в структуре и палеографии

Малого Кавказа. В результате этого движения Малый Кавказ испытывает общее поднятие, происходит регрессия сарматского моря и, начиная с мэотиса, Малый Кавказ вступает в континентальную фазу развития.

Однако этот новый этап развития по-прежнему сопровождается периодическими вертикальными движениями и сопутствующим вулканизмом.

В конце среднего плиоцена происходят складкообразовательные движения, обусловившие дислокацию вулканогенных и обломочных образований миоцена. В позднем плиоцене и особенно в первой его половине (в акчагыле) происходит общее опускание страны, значительное ослабление дифференциальных движений, приведшие к планации рельефа. В среднем, позднем акчагыле вновь усиливаются дифференциальные движения, выразившиеся в сводово-глыбовом поднятии древних антиклинальных массивов и гребнеобразном опускании синклинальных впадин. Эти движения сопровождались оживлением древних глубинных разломов и образованием новых тектонических разрывов. К этим линиям разрывов были приурочены центры и трещины мощных излияний базальтовых лав (платобазальты) позднеплиоценового и постплиоценового времени. Вулканическая деятельность позднего плиоцена проявлялась в виде ареально-трещин-

ных излияний, а также в виде крупных стратовулканов. В конце плиоцена и в начале постплиоцена Малый Кавказ вновь вовлекается в общее поднятие, формируется его высокогорный рельеф. Постплиоценовые тектонические движения вновь вызвали вспышку вулканической деятельности. Излившиеся лавовые потоки этого времени заполняли уже выработавшиеся долины и ущелья. Центры вулканической деятельности сохранились в виде вулканических конусов, кратеров и т.п. Неотектонические движения, обусловившие образование современного сильно расчлененного рельефа Малого Кавказа, имели унаследованный характер. Крупные дифференциальные движения в постплиоцене вызвали поднятие выше снеговой линии вулканических массивов. С новейшими тектоническими движениями тесно связана сейсмичность, при этом очаги землетрясений генетически приурочены к крупным разрывным нарушениям, большинство из которых являются границами различно построенных тектонических зон.

История развития вулканизма на территории Армении дает нам один из возможных вариантов объяснений линейных структур, заключающийся в том, что можно предположить унаследованность линейных структур от периода, когда на территории региона преобладали

условия, подобные рифтам или островной дуге. Это предположение подтверждается результатами исследования спектра температур Кюри лав территории Армении [44]. Основные результаты этих работ сводятся к тому, что: "В пределах Транскавказского ареала тектонический режим позднеплиоцен-четвертичного вулканизма неодинаков". Выделяются два региона:

1. Кечутский хребет и Лорийское плато- сложный режим, отчасти подобный рифтовому, отчасти- островным дугам.
2. Стратовулкан Арагац- режим подобен платформенному вулканизму.

В этой же работе рассчитаны значения точек Кюри и соответственно глубины очагов.

Точка Кюри наиболее ранних поздеплиоценовых и раннечетвертичных вулканических образований Кетчутского хребта изменяется от 100 до 175°C , что соответствует глубине очага 70-60 км. Глубина очага в Гегамском нагорье -55 км, в Айоцдзоре -40 км. В Арагаце точка Кюри колеблется в небольших пределах $-325^{\circ} \pm 25^{\circ}\text{C}$, что отвечает глубине магмового очага, примерно 40-30 км.

Если указанные районы нанести на карту основных направлений, построенную нами, то можно отметить следующий факт, что глубины 60-70 км и 55 км соответствуют простираению разломов северо-западного направ-

ления, а глубины 30-40 км соответствуют простиранию разломов ортогонального "Антикавказского" простирания.

Хотя данных еще мало, можно сделать предварительный вывод о разной глубине указанной системы разломов. Основное северо-западное направление имеет существенно большую глубину, а ортогональное - меньшую.

К сожалению, в каждой из указанных областей структура поля очень сложна и глубина очага не может быть сопоставлена с возрастом, если возраст оценивать по знаку аномалии. Важно отметить, что даже этот чисто предварительный вывод указывает на перспективность исследований связи между направлениями структур, выраженными в аномальном поле, их возрастом, зафиксированным в остаточной намагниченности и глубинами источников, поставляющих материал для формирования аномального поля.

§ 3.4. Структура аномального магнитного поля

и история развития коры

Используя данные подробной аэромагнитной съемки, постараемся показать возможные связи сложившейся структуры аномального магнитного поля и истории развития коры региона. Информацию об аномальном магнитном

поле представим в виде графиков модуля полного вектора вдоль прямолинейных профилей, секущих пространственные структуры вкрест простираения. Протяженность профилей порядка 90 км, они построены по выборке данных, снятых через 2 км вдоль профиля, расстояние между профилями 6 км. Указанные данные представлены на рис.3.7а.

После выделения локальной компоненты поля (рис. 3.7б) ее характерные размеры становятся еще более очевидными. Распределение характерных размеров представлено на рис. 3.8 в виде гистограммы, где по горизонтальной оси даны характерные размеры, оцененные по расстоянию между соседними точками перехода через нуль; по вертикальной оси - число случаев.

Как мы видим преобладают три характерных размера 6 км, 12+14 и 18-20 км. Это означает, что источники в основном расположены практически на поверхности (первая группа), на глубинах 16 и 18 км (верхние кромки). При таком размещении источников, для рассматриваемого региона, представляется возможным объяснить их природу лавовыми полями и их неоднородностью и, возможно, крупными внедрениями лав, не достигших поверхности. На этом же рисунке, используя геологическую карту [23], мы показали распределение лав и их возраст. Совершенно очевидны неувязки между знаком аномалии и указанным

возрастом, например, первому и третьему профилям соответствуют разные знаки аномалий, в первом случае отрицательные, во втором - положительные. Указанный пример иллюстрирует возможности использования знака аномалии при уточнении возраста. Однако для решения этой задачи нам необходимо векторное представление поля, т.е. по меньшей мере две компоненты, но лучше еще и третью с тем, чтобы знать и ориентацию.

Приведенные графики позволяют проследить еще одну важную особенность, найти центр излияния (см. профиль 4 - макс. значения) и распространение лав последнего излияния по форме и знаку аномалии - изменение характерных размеров - протяженности аномалий показывает обоснованность нашей интерпретации. В центре извержения происходит увеличение глубины залегания, по мере удаления от центра аномалии становятся менее протяженными, приповерхностными. Сравнение первых двух профилей и третьего, четвертого показывает, что положительная аномалия накладывается на отрицательную, которая, возможно, возникла при извержении того же вулкана, но в более раннее время.

В данный момент, располагая данными подобной модульной съемки, мы можем только высказать некоторую совокупность предположений. Для их большего обосно-

вания необходимо иметь данные не в модульной, а в векторной форме, данные о распределении остаточной намагниченности вдоль разреза или скважины и, естественно, подобную информацию о химическом и минералогическом составе образцов из аномальных регионов первого и третьего профилей.

На данном этапе можно пытаться (хотя бы грубо) качественно перейти от модуля к компонентам с тем, чтобы оценить, какую новую информацию этот переход позволяет получить. При этом мы еще раз хотим подчеркнуть, что мы делаем первые приблизительные оценки, не претендующие на строгое решение задачи.

Оценку выполним в следующей последовательности. В силу того, что склонение по всему рассматриваемому региону имеет значение не менее 60° , мы можем перейти от к вертикальной составляющей, домножив значения модуля на синус наклона. Отметим, что при такой оценке можно совершить количественную ошибку, но в принципе, такая оценка совершенно справедлива.

Зная значения вертикальной составляющей, можно перейти к горизонтальной, достаточно строгими методами [51], однако, поскольку мы даем оценку, мы не будем усложнять задачу и проведем вычисление методом

палеток, достаточно хорошо зарекомендовавшим себя при решении геологоразведочных задач [52].

Получив набор компонент, мы можем теперь заново, но из соотношения компонент, провести вычисление глубины залегания, объема возмущающих тел, имеем право корректно сопоставлять магнитное и гравитационное поля. Но мы не будем этого делать, памятуя о произвольности первой оценки вертикальной составляющей и ограничимся построением вектора. На рис. 3.7в представлен вектор аномального поля и его ориентации в плоскости профиля.

Даже при всех сделанных нами оговорках, полученная иллюстрация исключительно наглядна: мы видим области с положительной и отрицательной намагниченностью, которые можно интерпретировать как области разновозрастного вулканизма; различную глубину залегания источников и различия их характера - иллитовые лавы, интрузивы.

Приведенный пример показывает, что даже постановка подробных профильных компонентных измерений с целью выяснения возраста аномалий была бы весьма оправданной. Этот пример показывает необходимость выполнения более строгих оценок возможности пересчета модуля в компоненты, которые будут даны дальше.

§ 3.5. Динамика магнитоактивного горизонта

Следует ожидать, что относительно локальные изменения геомагнитного поля могут наблюдаться в зонах максимальных напряжений, если они совпадают с зонами развитых магнитных аномалий. В нашем случае такими зонами (преобладание вертикальных движений) являются зоны максимальных градиентов гравитационного поля. Отметим, что в рассматриваемом случае эти зоны совпадают в основных чертах с зонами максимальной сейсмической активности.

Соответственно можно привести пример профиля, заложенного в 1970г. ИГИС АН АрмССР и ИФЗ АН СССР. Положение профиля показано на рис. 3.3. Графики аномального поля и его изменений представлены на рис. 3.12. Зона максимальных изменений совпадает полностью с зоной максимальных градиентов гравитационного поля.

Изучение аномалий вековой вариации на территории нашей страны проводится с 30-х гг. Первые измерения были выполнены в Крыму и повторены после Ялтинского землетрясения. Далее полигонами для изучения служили сейсмоактивные зоны Памира (ИЗМИРАН, ИФЗ 1958-1968гг.) [53]; на Камчатке в зоне вулканической деятельности измерения выполнялись И.М.Пудовкиным (1964-1968гг.) [54]; сейчас активные измерения на Сахалине и

Курильских островах выполняет САХКНИИ; на Байкальском геодинамическом полигоне измерения выполняются ИГиГ СО АН; на Ташкентском геодинамическом полигоне измерения выполняются Институтом сейсмологии АН Узбекистана и ИЗМИРАН [32]; в Казахстане на большой территории развернута сеть пунктов повторных наблюдений ЛО ИЗМИРАН и Института геологии АН Казахстана [55]; в Грузии уже около десяти лет проводятся систематические повторные наблюдения Институтом геофизики АН Грузии (19); на Закарпатском геодинамическом полигоне измерения были начаты Львовским филиалом Института геофизики АН Украины [56]; на Урале существует полигон Института геофизики УЕЦ [57]. Кроме этих полигонов, специально предназначенных для исследования аномалий вековой вариации, существуют в разных частях БСС отдельные профили повторных наблюдений. Сопоставляя между собой геолого-геофизическую ситуацию на этих полигонах, можно прийти к выводу, что территория Армении обладает рядом преимуществ.

Во-первых, имеют место два необходимых для изучения аномалий элемента - сейсмичность и достаточная намагниченность пород. При этом породы обладают значительной остаточной намагниченностью. Во-вторых, территория региона относительно хорошо изучена в магнитном

отношении (см. рис. 3.1а-3.3), а отдельные участки засняты точной аэромагнитной съемкой (рис. 3.5). Кроме этой информации имеется и другая геофизическая информация; данные гравиметрии, сейсмические данные, данные о тепловом потоке [23].

В третьих, имеется представление о магнитных свойствах пород, слагающих магнитоактивный горизонт и, что наиболее важно, возможные амплитуды эффекта получены при моделировании его на искусственных взрывах [58].

В четвертых, в принципе, определена зона, максимально вероятная для обнаружения эффекта - зона максимальных градиентов.

Отметим, что практически все перечисленные нами задачи требуют знания распределения в пространстве вектора геомагнитного поля. Наибольшая же точность измерений (подчеркнем, что речь идет об абсолютных измерениях) может быть обеспечена при измерениях модуля полного вектора. В силу этого анализ возможности вычисления распределения компонент по пространственной структуре модуля полного вектора приобретает важное значение. В предыдущих главах этот вопрос рассматривался для вековой вариации и нормального поля.

Рассмотрим теперь возможности вычисления для аномального поля.

§ 3.6. Возможность получения распределения трех компонент аномального геомагнитного поля по данным измерений одного из них или измерений модуля

Если на некоторой территории задано распределение одной из трех ортогональных компонент, например Z , то определение двух других X и Y не представляет принципиальных трудностей (54), поскольку эти компоненты определяются как производные магнитного потенциала при дифференцировании по соответствующим направлениям

$$\Delta X(000) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [Z(\xi \cdot \eta) - Z(000)] \frac{\xi \cdot d\xi \cdot d\eta}{(\xi^2 + \eta^2)^{3/2}} \quad (3.1)$$

$$\Delta Y(000) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [Z(\xi \cdot \eta) - Z(000)] \frac{\eta \cdot d\xi \cdot d\eta}{(\xi^2 + \eta^2)^{3/2}}$$

Задача решается методами численного интегрирования по табулированным значениям функции $\frac{\xi}{(\xi^2 + \eta^2)^{3/2}}$ или методом палеток.

В случае модуля полного вектора, задача более сложна, поскольку T не является потенциальной функцией.

В общем случае, поле в некоторой произвольной точке можно рассматривать как совокупность полей, обусловленных намагниченностью по трем ортогональным направ-

лениям. При этом весьма существенно, что намагниченность имеет две компоненты; индуктивную, пропорциональную действующему полю и совпадающую с ним по направлению; остаточную, направление которой может быть произвольным.

$$\begin{aligned} Z &= Z_{iz} + Z_{ix} + Z_{iy} + Z_{pz} + Z_{px} + Z_{py}; \\ X &= X_{iz} + X_{ix} + X_{iy} + X_{pz} + X_{px} + X_{py}; \\ Y &= Y_{iz} + Y_{ix} + Y_{iy} + Y_{pz} + Y_{px} + Y_{py}; \end{aligned} \quad (3.2)$$

Индекс i обозначает индуцированную часть поля, индекс p - остаточную, индексами (X , Y , Z) обозначены составляющие по соответствующим осям.

При определенных предположениях о форме возмущающих тел и восприимчивости, индуктивная намагниченность совпадает с действующим полем по направлению. Несовпадение направлений индуцированного и индуцирующего полей может быть обусловлено анизотропией магнитных свойств или отклонением формы тела от сферической

$$I_z = \frac{\chi_z}{1 + \chi_z N_z} Z_0; \quad I_x = \frac{\chi_x}{1 + \chi_x N_x} X_0; \quad I_y = \frac{\chi_y}{1 + \chi_y N_y} Y_0; \quad (3.3)$$

где χ_x, χ_y, χ_z - восприимчивость по соответствующим направлениям; N_x, N_y, N_z - размагничивающие факторы. Если χ превышает 10^{-3} , то, соответственно, предположение о совпадении индуцированного и индуцирующего полей не

справедливо. В реальных условиях нам, как правило, приходится иметь дело с меньшими 10^{-4} - 10^{-6} восприимчивостями и предположение о совпадении направлений индуцированного и индуцирующего полей справедливо

$$I_z \cong \chi_z Z_0; \quad I_x \cong \chi_x X_0; \quad I_y \cong \chi_y Y_0;$$

Таким образом, произвол в ориентации модуля полного вектора, измеряемого при проведении съемок, определяется остаточной намагниченностью возмущенного тела. В двух предыдущих главах мы пользовались выражением $\Delta T \quad T_0 = \Delta X \quad X_0 + \Delta Y \quad Y_0 + \Delta Z \quad Z_0$, где под ΔX , ΔY , ΔZ принимались поправки к нормальному полю (вторая глава) или соответствующие составляющие $\delta X, \delta Y, \delta Z$ вековой вариации (вторая глава). Возможность использования этого же соотношения для определения компонент аномального поля иллюстрируется на рис. 3.8, где даны (в масштабе) значения H_0 , Z_0 соответствующие средним широтам и T_0 . Первое условие $T < 0.1 \quad T_0$ ограничивает область решений, но не определяет однозначности решения. Необходимо более строгое предположение, определяющее квадрат, в котором необходимо искать решение. Предполагая, что ΔT ориентировано в направлении T_0 , т.е. что намагниченность индуктивная, мы предполагаем однозначное определение ΔH и ΔZ .

После указанных оговорок, метод решения задачи для аномального поля остается, в принципе, тем же, что и в предыдущих случаях, т.е. необходимо найти аналитическую форму записи пространственной структуры, подставить соответствующие выражения в уравнении связи между полем и компонентами и методом наименьших квадратов по измеренным значениям ΔT и найти ΔX , ΔY , ΔZ .

§ 3.7. Общее решение задачи

Удовлетворительным аналитическим представлением пространственной структуры на ограниченной площади является представлением конечным гармоническим рядом:

$$\Delta T(x,y,z) = \sum_{n=-N/2}^{N/2} \sum_{m=-M/2}^{M/2} w_{T_{mn}} \cdot \exp \left\{ 2\pi \left(\frac{m^2}{\lambda_x^2} + \frac{n^2}{\lambda_y^2} \right)^{1/2} Z \right\} \quad (3.4.)$$

$$\exp \left\{ 2\pi i \left(\frac{mx}{\lambda \cdot x} + \frac{ny}{\lambda \cdot y} \right)^{1/2} Z \right\}$$

где λ_x , λ_y - основные длины волн в направлениях X, Y, а $w_{T_{mn}}$ - являются основными дискретными членами Фурье преобразования ΔT .

К сказанному следует сделать два замечания. На практике, для ограниченной площади, мы ограничиваем число членов и подробность представления уже на этапе числовой выработки (N, M). Второе замечание касается

выбора территории и обращению $\sum \Delta T_i = 0$ по всей территории и на ее границе.

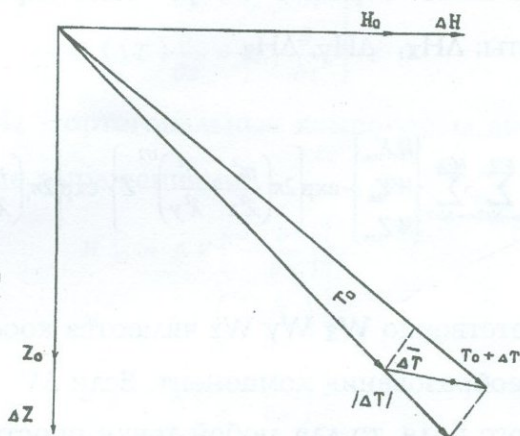


Рис. 3.8 Модуль полного вектора главного и аномального поля

Реальное поле заменяется набором дискретных значений

$$\Delta T_{jk} = \Delta T(j_s, k_s) \text{ для } j=0.1...M-1 \text{ и } k=0.1...N-1,$$

где S - шаг выработки. Основная длина волны определяется через размер площади и шаг выработки, $\lambda_x = Ms$ и $\lambda_y = Ns$, M - число точек вдоль оси X , N - соответственно, вдоль оси Y .

Для дискретных данных мы получаем и дискретное Фурье преобразование:

$$WT_{mn} = \frac{1}{MN} \sum_{j=0}^{M-1} \sum_{k=0}^{N-1} \Delta T_{jk} \cdot \exp \left\{ -2\pi i \left(\frac{jm}{M} + \frac{kn}{N} \right) \right\}. \quad (3.5)$$

Аналогичным образом могут быть представлены и компоненты: ΔH_x , ΔH_y , ΔH_z

$$\begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix} = \sum_{n=-N/2}^{N/2} \sum_{m=-M/2}^{M/2} \begin{pmatrix} WX_{nm} \\ WY_{nm} \\ WZ_{nm} \end{pmatrix} \cdot \exp \left\{ 2\pi i \left(\frac{m^2}{\lambda^2 x} + \frac{n^2}{\lambda^2 y} \right)^{1/2} Z \right\} \cdot \exp \left\{ 2\pi i \left(\frac{mx}{\lambda \cdot x} + \frac{ny}{\lambda \cdot y} \right)^{1/2} Z \right\}$$

где соответственно W_x W_y W_z являются коэффициентами Фурье преобразования компонент. Если ΔV - потенциал аномального поля, то для любой точки пространства

$$\nabla^2(\Delta V) = 0 \quad \Delta T = - \partial / \partial t (\Delta V),$$

где t - единичный вектор, взятый в направлении главного геомагнитного поля.

Система координат выбрана таким образом, чтобы плоскость X , Y совпадала с плоскостью измерений, X -положительно к северу, Y - к востоку, Z - вертикально вниз. Производные вдоль направления главного поля могут быть выделены:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha_0 \frac{\partial T}{\partial x} + \beta_0 \frac{\partial T}{\partial y} + \gamma_0 \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.8)$$

α_0 , β_0 , γ_0 - направляющие косинусы. Беря производную от левой и правой части (3.7), находим:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(\Delta T) &= \frac{\partial}{\partial t} H_x, \\ (\Delta T) \frac{\partial}{\partial y} &= H_y \frac{\partial}{\partial t}, \\ (\Delta T) \frac{\partial}{\partial z} &= H_z \frac{\partial}{\partial t}, \end{aligned} \right\} \quad (3.9)$$

где H_x, H_y, H_z - ортогональные компоненты аномального поля, заданные выражениями:

$$\left. \begin{aligned} H_x &= \Delta V \left(-\frac{\partial}{\partial x} \right) \\ H_y &= \Delta V \left(-\frac{\partial}{\partial y} \right) \\ H_z &= \Delta V \left(-\frac{\partial}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \quad (3.10)$$

Подставляя уравнения (4.4 ... 4.6) в (4.9), находим следующие соотношения:

$$W_{x_{mn}} = i \frac{k_m}{q_m} W T_{mn}; W_{y_{mn}} = i \frac{k_n}{q_{nm}} W T_{mn}; W_{z_{mn}} = \frac{P_{nm}}{q_{mn}}; \quad (3.11)$$

где K_m, K_n - "угловые частоты" по оси X и Y соответственно определяемые: $K_m = 2\pi m/M$; $K_n = 2\pi n/N$; остальные обозначения

$$P_{nm} = 2 (n^2/N^2 + m^2/M^2)^{1/2}; q_{nm} = P_{nm} + i(K_m + K_n), \\ m = -M/2 \dots 0 \dots + M/2, n = -N/2 \dots 0 \dots + N/2.$$

Следует отметить, что выражения определены для точек, где n и m одновременно не равны 0.

Таким образом, мы устанавливаем переход от разложения WT к W_x, W_y, W_z и имеем возможность синтеза

H_x , H_y , H_z . С незначительными техническими видоизменениями этот метод рассматривался в работах [55, 57].

По существу, как и в рассмотренных ранее случаях (главы II, III), метод сводится к записи в аналитической форме зависимости структуры ΔT_a от координат и определении аналогичных зависимостей ΔZ_a , ΔX_a , ΔY_a через изменение значения Δ .

§ 3.8. Частные случаи решения задачи (для изолированной аномалии)

Для внесения большей ясности в понимание задач преобразования рассмотрим частный случай изолированной аномалии поля, когда структура поля может быть аппроксимирована наиболее простой моделью полем наклонного диполя, т.е. источника, характеризуемого тремя магнитными моментами, соответственно, M_{iz} - намагниченность вдоль оси Z , M_{ix} - намагниченность вдоль оси X , M_{iy} - намагниченность вдоль оси Y .

Условие индуктивной намагниченности мы, по существу, уже сформулировали, положив $M_{pz} = M_{px} = M_{py} = 0$, но из этого предложения вытекает и еще одно условие:

$$\frac{M_{iz}}{z_0} = \frac{M_{ix}}{x_0} = \frac{M_{iy}}{y_0},$$

Это условие является и наиболее жестким. Для диполя с M_x , M_y , M_z мы имеем в соответствии с (4.2).

$$\begin{aligned} Z_{iz} &= \frac{M_z(2R^2 - x^2 - y^2)}{r^{5/2}}; Z_{ix} = \frac{3M_x \cdot x \cdot R}{r^{5/2}}; Z_{iy} = \frac{3M_y \cdot y \cdot R}{r^{5/2}}; \\ x_{iz} &= \frac{3M_z \cdot x \cdot R}{r^{5/2}}; x_{ix} = \frac{M_x(2x^2 - y^2 - R^2)}{r^{5/2}}; x_{iy} = \frac{3M_y \cdot y \cdot x}{r^{5/2}}; \\ y_{iz} &= \frac{3M_z \cdot y \cdot R}{r^{5/2}}; y_{ix} = \frac{3M_x \cdot y \cdot x}{r^{5/2}}; y_{iy} = \frac{M_y(2y^2 - x^2 - R^2)}{r^{5/2}}; \end{aligned} \quad (3.13.)$$

где x, y - координаты произвольной точки в плоскости измерений, R - глубина залегания (формулы выписаны для системы координат, связанной с центром источника, R должен быть со знаком минус), r - радиус-вектор из центра возмущающего тела к точке с координатами $x, y, z = R^2 + x^2 + y^2$.

Группируя соответствующие члены, на основании выражения, связывающего ΔT и $\Delta x, \Delta y, \Delta z$, записываем:

$$\begin{aligned} \Delta T \Delta T_{oi} r_i^{5/2} &= M_z(2R^2 - x_i^2 - y_i^2) z_{oi} - 3M_y R_{yi} z_{oi} - 3M_x R_{xi} z_{oi} + \\ &M_x(2x_i^2 - y_i^2 - R^2) x_{oi} - 3M_y y_i x_i x_{oi} - 3M^2 R x_i x_{oi} + \\ &M_y(2y_i^2 - x_i^2 - R^2) y_{oi} - 3M_x y_i x_i y_{oi} - 3M^2 R y_i y_{oi} \end{aligned} \quad (3.14)$$

Неизвестных всего три M_x, M_y, M_z . Экспериментальные значения ΔT позволяют определить их путем построения переопределенной системы, решаемой методом наименьших квадратов, без предположения об

индуктивном намагниченности. Для оценки величины M_z в предположении индуктивной намагниченности достаточно одного уравнения для точки (00R)

$$\Delta T_{00} \cdot T_{00} \cdot R^5 = M_z 2R^2 z_{00} - M_x R_i^2 x_{00} - M_y R_i^2 y_{00},$$

$$\Delta T_{00} \cdot T_{00} \cdot R^3 = M_z 2z_{00} - M_x x_{00} - M_y y_{00},$$

которое при $\frac{M_z}{z_0} = \frac{M_x}{x_0} = \frac{M_y}{y_0}$ обращается в

$$\Delta T_{00} T_{00} Z_{00} R^3 = M_z Z_{00} - M_z X_{00}^2 - M_z Y_{00}^2$$

Откуда

$$M_z = \frac{\Delta T_{00} \cdot T_{00} \cdot z_{00} \cdot R^3}{z_{00}^2 - x_{00}^2 - y_{00}^2}$$

Значения R определяется из экспериментальных данных. Переход через нулевое значение вертикальной составляющей происходит при $x \approx R\sqrt{2}$.

Таким образом, имея структуру ΔT и подобрав некоторую модель источника для удовлетворительной аналитической аппроксимации из уравнения, связывающего ΔT и ΔX , ΔY , ΔZ определяем параметры M_x , M_y , M_z и R , характеризующие источник. Нетрудно убедиться, что в случае диполя M_z , M_x , M_y являются аналогами соответственно g_1 , g_1 , h_1 , и метод, рассмотренный в III главе для главного поля, по существу, применим и для аномального поля.

Для изнерений, выполненных на поверхности Земли, предположение об индуктивной намагниченности оказывается слишком жестким, особенно для лав Армении, имеющих значительную остаточную намагниченность. Для аэромагнитных съемок это ограничение уже не является чрезмерным, из-за того, что поле остаточной намагниченности убывает существенно быстрее и на высотах 300м, над поверхностью преобладает поле индуктивной намагниченности.

ВЫВОДЫ

Рассматривая группу геофизических задач, при решении которых сведения о пространственно-временной структуре аномального поля могут иметь решающее значение, мы выделили три задачи, представляющие наибольший интерес для рассматриваемого региона (чисто прикладные, поисковые задачи представляют самостоятельный интерес).

1. Задача разделения региона на блоки. Для корректного решения этой задачи необходимо располагать достаточно подробной информацией. Кроме магнитной информации желательно иметь адекватную по

подробности информацию о распределении аномального гравитационного поля, тепловом потоке.

2. Показано, что совокупность данных о пространственно-временной структуре поля позволяет решать более сложную задачу - рассматривать историю развития региона и формирования аномального поля. Для решения этой задачи, кроме данных о пространственной структуре аномального магнитного и гравитационного полей, необходимы максимально подробные данные палеомагнитных исследований. Показано, что благодаря тому, что палеомагнитная информация содержит не только сведения о знаке намагниченности (как это имеет место для пород океанического дна), но и о направлении в горизонтальной плоскости, определенные положения могут быть обоснованы более однозначно. Например, положение о соотношении горизонтальных и вертикальных движений. Однако, на наш взгляд, по имеющейся информации нельзя дать однозначного механизма и восстановить историю развития региона.

3. Показано, что для изучения аномалий вековой вариации рассматриваемый регион исключительно перспективен. Имеющаяся геолого-геофизическая информация позволяет определить наиболее вероятное местоположение аномалий вековой вариации, связанных с дей-

ствием на породы магнитоактивного горизонта упругих напряжений.

4. Рассмотрены возможности вычисления компонент аномального поля по заданному распределению полного вектора и нормального поля. Необходимость решения указанной задачи показана в 2, 5, в 6 проведена оценка возможности вычисления компонент по модулю. В принципе показано, что для проведения корректного пересчета необходимы съемки с погрешностью не более 10нТл , реализованные на большей площади, чем это имеет место в настоящее время.

5. Рассмотренные выше 3 задачи требуют весьма точного значения распределения и величины вековой вариации и главного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. World Magnetic Survey 1057-1970, Fin-Vol, JAGA, Buil. 28, 1087, Washington.
2. Sereon P.H. et all. Greund and high-level aeromagnetic observations. Pul dominion observatory, vol. II. 7, 1968.
3. Hannaforel W. Haines G. A. three component aeromagnetics survey of the Hordic Countrion and Greenland Scan. Pub. Dominion Obsevatory, Vol., 37, 175, 1965.
4. Tsubokawa J. Reduction of Japan (1948-1951) to the eposh 1950 and reduction of the empirical formulas expreseion of the element, Bull. Geogr. 1 not. 111, 1, 1952..
5. Le Monel L. Sur La distribution des elements magnetigues on France Universitete de Paris, 1969.
6. Васильева Н.А. Методические основы построения карты магнитного поля СССР. Мт. 1:2.500.000 ОНТИ ВИНТ серия 9, вып.13, 1974.
7. Берлянд Н.А., Цирель В.С. Анализ и использование материалов опорной картографической сети. "Недра", 1972.
8. Громова Н.А., Пушкин А.Н. Возможность уточнения пространственной структуры ΔT по территории, хорошо обеспеченной данными. Геомагнетизм и Аэронавигация, т.12, N3, 512, 1972.

9. Пушков А.Н. Возможность уточнения вековой вариации компонент по вековой вариации модуля полного вектора. Геомagnetизм и Аерономия, т.12, N3, 512, 1972.
10. Пушков А.Н., Тюрмина Л.О. Градиенты главного геомагнитного поля. Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, часть I, 112.
11. Журавлева Н.А., Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Пушков А.Н., Тюрмина Л.О. Нормальное поле Украины по наземным и спутниковым данным. Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, часть I, 47.
12. Акопян Ц.Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Арм.ССР. Ереван, 1963.
13. Haines C.V. Polinomial estimation of certain geomagnetic quantities to survey of scandinavia. Pub. Dominion observatory. vol, 37, N4, 1968.
14. Яновский Б.М. Земной магнетизм, т. I .Ленинградский ун-т, 1964.

15. Гайконов А.Г., Соловьев О.И. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану. ДАН СССР 1963, т.151, 1399-1401.
16. Анистратенко и др. Магнитная съемка оз. Байкал. Геомагнетизм и Аэрономия, 1973, т.13, вып.2, с.387-388.
17. Андропова Л.Н., Ахвердян Л.А., Овсепян О.Г. Об изучении сейсмомангнитного эффекта в районе Зангезурского землетрясения. Материал республиканской научной конференции по геофиз. и инж.-сейсмол. исследованиям. Изд. АН Арм.ССР, Ленинакан, 1970.
18. Результаты комплексных исследований на Зангезурском полигоне. Изд. АН Арм. ССР, Ленинакан, 1971.
19. Нодиа М.З., Кациашвили Н.А., Мацадеридзе В.С. Исследование вековых вариаций геомагнитного поля на Кавказе. Тбилиси, 1968.
20. Кациашвили Н.А., Челишвили М.Л. Магнитные наблюдения на пунктах векового хода Кавказа в 1960 году. Тбилиси, 1961.
21. Андропова Л.Н., Ахвердян Л.А., Овсепян О.Г. Изучение магнитного поля на профиле Гехи-Горис. Материалы республиканской научной конференции по геофизическим и инженерно-сейсмологическим исследованиям. Изд. АН Арм.ССР, Ленинакан, 1970.

22. Акопян Ц.Г., Варданян А.А., Оганесян С.Р. Изучение годового хода составляющих геомагнитного поля в районе обсерватории Гарни. Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, часть I, 7.
23. Геология Арм.ССР.т.X, Геофизика. Изд. АН Арм.ССР.
24. Alldredge D.R. Analisis of long magnetic profiles. I.Geomagnet. Geoelectric. 17.173.1965.
25. Розе Е.Н. Исследование структуры магнитного поля Земли по материалам наблюдений на океанах. Дис. физ.-мат. наук, 1970.
26. Пушков А.Н., Чернова Т.А. Требования к глобальной аналитической модели, представляемой в качестве международной модели геомагнитного поля. Сб. анализ постр.-врем. структуры геом. поля. Изд. Наука, 12, 1975.
27. Kaurieben H. Uber das geomagnetische normal field insbesondere in Mitteleuropa, Geofis. Koalemenyon, Kon. 17 1-2, 91, 1968.
28. Худсон Д. Статистика для физиков. Мир, 1970.
29. Почтарев В.И. Магнитное поле Земли и связь с другими геофизическими полями и геологическим строением земной коры. Труды НИИЗМ. 14(24), 3, 1959.

30. Bullard E.G. et oll. The westward drift of the Earth a magnetic field. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 243.67, 1950.
31. Кузнецов В.Г., Мельничук М.И. Магнитные исследования на Карпатском геодинамическом полигоне. Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, часть I, 84.
32. Абдуллабеков К.И., Головков В.П. Локальные изменения геомагнитного поля на Ташкентском геодинамическом полигоне. Узбекский геологический журнал, N3, 89, 1971.
33. Кузнецова В.Г. Сравнение геомагнитных вариаций, зарегистрированных в ряде пунктов Закарпатья. Геомагнетизм и Аэрономия, т.9, N6, 1120, 1969.
34. Овсепян О.Г., Пушков А.Н. Составление региональных магнитных карт. Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Часть 1, 101, Баку, 1973.
35. Головков В.П., Коломийцева Г.И. Морфология шестидесятилетних вариаций геомагнитного поля в Европе. Геомагнетизм и Аэрономия, т.10, N4, 674, 1971.

36. Головков В.П., Коломийцева Г.И. Разделение векового хода по временному принципу. Геомagnetизм и Аэрономия, т. 10, N5, 868, 1970.
37. Cain J.C. et all. A proposed model for the JGRF- 1965 Jour. Geomag. Geoelectr. Kyoto, 19, 335, 1967.
38. Овсепян О.Г. Карты нормального поля Кавказского региона эпохи 1970 г. Науки о Земле. Ереван, 2, 1975.
39. Намгалаури Н.Д. Выделение нормального геомагнитного поля по методу скользящего среднего по профилю Сочи- Тбилиси- Баку. Сб. "Вопросы разведочной геофизики и физики горных пород". Тбилиси, 1974.
40. Намгалаури Н.Д., Овсепян О.Г., Пушков А.Н. Сравнение карты нормального поля территории Кавказа, построенных различными методами. Материалы X съезда, Москва, 1976.
41. Овсепян О.Г., Пушков А.Н. Приведение карт нормального поля ограниченной территории к новой эпохе и прогноз на пятилетний интервал. Сб. Исследование простран.- врем. структуры геом. поля. Наука, 1977.
42. Колесова В.И., Кропачев Э.П., Лысенко Л.С., Привалова . "Геомagnetизм и Аэрономия", т. 14, 1974.
43. Лутовенко В.Н. Об источниках региональных магнитных аномалий. Материалы X съезда, Москва, 1976.

44. Магнетизм и условия образования изверженных пород. Москва, Наука, 241-248, 1970.
45. Геология СССР, т. ХУШ, Москва, 1970.
46. Кузнецова В.Г. Изучение современных движений земной коры геофизическими методами. Дис. канд. техн. наук, 1974.
47. Карасик А.М. Природа океанического магнитоактивного слоя. Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. ч. I, Баку, 1973.
48. Долицкий А.В., Луговенко В.Н, Портнова В.Н. Осесимметричные системы разломов и линейных магнитных аномалий. Геомагнетизм и Аэрономия, т. 13, 2, 1973.
49. Звегинцев А.Г., Гранкин П.И., Звегинцева Л.Н. О возможности самообращения намагниченности в двухкомпонентных системах при магнитостатическом взаимодействии. Материалы УШ конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, ч. I, 85.
50. Лапин С.С. Об обратном намагничивании горных пород, слагающих пластообразные тела. Материалы УШ конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, ч. I, 112.

51. Кулюбакин В.В., Лапина М.И. Обзор методов интерпретации магнитных наблюдений. Тр. Ин. физики Земли АН СССР, N13 (180), 1960.
52. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка, Недра, 1973.
53. Орлов В.П. Магнитные аномалии векового хода в Средней Азии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1, 106, 1961.
54. Пудовкин И.М. и др. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., Наука, 1968.
55. Грязновская Ф.В., Поляков А.В. и др. Об аномальности векового хода в сейсмоактивной зоне Южного Казахстана. Сб. тезисов докладов УШ конференции по вопросам постоянного магнитного поля.
56. Кузнецова В.Г. О геофизических исследованиях на Карпатском геодинамическом полигоне. Сб. "Современные движения земной коры на геодинамических полигонах". Алма-Ата: Наука, 1973.
57. Иванов Н.А., Шапиро В.А. Методика магнитной съемки модуля для поисков аномалий векового хода на Урале. Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, часть I, 59

58. Акопян Ц.Г., Нагапетян В.В., Пушков А.Н., Рассанова Г.В., Сковородкин Ю.П. Магнитные исследования при взрывах в районе Каджаранского карьера. Изв. АН Арм ССР, Наука о Земле, 6, 90-92, 1973.
59. J.P. Claer bout, J. Geophysic. Rec., 74. 68. 1969.
60. H.G. Pajita, Bull. Geogr. Surweu, XXIIIX, part I, 1968.
61. J.S. Lourence, H.P. Morison, J.Geopphis. Rec. V. 38, 2, 1974.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I. РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВА-	
НИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ	
ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ НА	
ОГРАНИЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ	15
§ 1.1. Магнитная съемка Японии и прилегающих	
морей	15
§ 1.2. Съемка Скандинавских стран	18
§ 1.3. Магнитная съемка территории Франции	21
§ 1.4. Съемка БСС	27
ВЫВОДЫ	30
Глава II. КАРТЫ ВЕКОВОЙ ВАРИАЦИИ ИНТЕРВА-	
ЛА 1955-1975гг. КАРТЫ НОРМАЛЬНОГО ПОЛЯ	
ЭПОХИ 1970-1990гг.	34
§ 2.1. Абсолютные наблюдения	35
§ 2.2. Вариационный павильон	37
§ 2.3. Вариационные наблюдения	41
§ 2.4. Обработка материалов МВС	43
§ 2.5. Возмущенное магнитное поле	50
§ 2.6. Экспериментальные данные для построения	
карт вековой вариации	57
§ 2.7. Карты и аналитическое представление геомаг-	
нитного поля и S_v	65
§ 2.8. Метод корректировки аналитической модели	70
§ 2.9. Корректировка карт территории БСС для тер-	
ритории Кавказа	75
§ 2.10. Карты нормального поля территории Кавказа ..	99
§ 2.11. Приведение карт нормального поля ограни-	
ченной территории к новой эпохе и прогноз на	
пятилетний интервал	103
§ 2.12. Карты нормального поля эпохи 1990г. Кавказ	
ского региона	109
ВЫВОДЫ	112

Глава III. АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗА	116
§ 3.1. Исходная информация и задачи, которые могут решаться на ее основе	117
§ 3.2. Блоковое строение коры территории Армении, основные направления аномалий	127
§ 3.3. Развитие коры	133
§ 3.4. Структура аномального магнитного поля и история развития коры	143
§ 3.5. Динамика магнитоактивного горизонта	148
§ 3.6. Возможность получения распределения трех компонент аномального геомагнитного поля по данным измерений одного из них или измерений модуля	151
§ 3.7. Общее решение задачи	154
§ 3.8. Частные случаи решения задачи (для изолиро ванной аномалии)	158
ВЫВОДЫ	161
Литература	164

Леон Артаваздович Ахвердян
Офелия Грантовна Овсепян

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗА

Переплет З.Геворкян
Тех. редактор А.Карапетян
Набрана на компьютере оператором А.Саргсян

Сдано в производство 30.01.1999г.
Бумага формата 60х90 1/16
Тираж 120
Цена 3500 драм.

Издательство "Гитутюн"

5520