89КБ
4439

К.Н Абдуллабеков

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
Институт сейсмологии

89К5
4439

К. Н. Абдуллабеков

551.14

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

89 ФБ АН УзССР
179-3

Ташкент
Издательство „Фан" Узбекской ССР
1989

УДК / 550.37+550.38):550.343 / (575.I)

Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. Ташкент: Фан. I989.232 с.

В монографии изложены результаты многолетних исследований электромагнитных явлений, связанных с сейсмотектоническими процессами в земной коре Узбекистана. Приведены результаты изучения вариаций магнитного и импульсного электромагнитного полей на геодинамических полигонах и в эпицентрах сильных землетрясений. Установлены пространственно-временные закономерности проявления электромагнитных предвестников землетрясений. Предложен метод прогнозирования землетрясений.

Для геофизиков и других специалистов в области изучения землетрясений.

Рис. 65, табл. II, библ. - 3II назв.

Ответственный редактор доктор физико-математических наук В.П.Головков.

Рецензенты кандидаты физико-математических наук С.Х.Максудов, У.А.Нурматов, А.С.Муминов

А I803020000 - 4I54
М355 (04) - 89 8I-89

ISBN 5-648-00260-2

(с) Издательство "Фан" Узбекской ССР, I989 г.

В В Е Д Е Н И Е

Землетрясения, вулканические извержения, трещинообразование, тектонические подвижки и другие явления, вызываемые активными процессами в земной коре и литосфере в целом, наряду с многочисленными человеческими жертвами приносят огромный материальный ущерб народному хозяйству.

Партия и правительство уделяют постоянное и неослабное внимание исследованию, прогнозированию и предотвращению стихийных бедствий, связанных с катастрофическими процессами в земной коре. На важность этих исследований указано в Решениях XXУП съезда КПСС.

На территории Узбекистана землетрясения являются наиболее частыми и опасными. Только в 1976-1986 гг. здесь произошло более 10 сильных и разрушительных землетрясений с М = 5,5-7,3. Изучение современной динамики земной коры, обнаружение явлений, связанных с подготовкой землетрясений и физическими процессами в его очаге, а также разработка методики использования этих явлений для прогноза места, времени и силы землетрясения являются одной из наиболее важных задач, стоящих перед геофизиками.

Целенаправленные и планомерные комплексные геолого-геофизические исследования по оценке степени сейсмической опасности и разработке научных основ и методов прогнозирования начаты в Узбекистане вскоре после разрушительного Ташкентского землетрясения 1966 г. и организации Института сейсмологии АН УзССР. Созданы три геодинамических полигона: Ташкентский, Ферганский, Кызылкумский и сеть прогностических станций, на которых организованы режимные наблюдения за комплексом сейсмологических, геофизических, гидрогеохимических, геодезических, деформометрических, наклономерных и других предвестников землетрясений.

Фундаментальное свойство ферромагнетиков изменять магнитные свойства под действием упругих напряжений позволяет считать метод магнитометрии одним из основных для измерения динамики упругих напряжений в земной коре. Обширные исследования в этом направлении не проводились из-за отсутствия аппаратуры соответствующей точности. Технической основой организации таких работ в Узбекистане явилось широкое распространение абсолютных протонных магнитометров чувствительностью до 0,1 нТл в начале 70-х годов.

Наряду с магнитометрическим широко развит разработанный впервые Институтом сейсмологии АН УзССР совместно с Томским политехническим институтом прогрессирующий метод изучения процессов в очаге землетрясения на основе измерений импульсных электромагнитных излучений в диапазоне 10-15 кГц.

Целью настоящих исследований явилось установление закономерностей проявления вариаций электромагнитных полей, связанных с сейсмотектоническими процессами в земной коре, и использование их для изучения очага и разработки методик прогнозирования землетрясений.

В процессе исследований решались следующие задачи:

выяснение возможностей магнитометрии при исследовании напряжений в сейсмоактивном районе путем проведения модельных экспериментов над искусственно созданными техногенными объектами (подземное газохранилище, высокогорное водохранилище) и анализа результатов лабораторных работ и теоретических расчетов;

создание геофизических полигонов в сейсмоактивных районах Узбекистана и проведение на них в комплексе с другими методами режимных магнитометрических наблюдений методами повторных маршрутных, площадных съемок и стационарных измерений, в том числе вариаций импульсного электромагнитного излучения земной коры;

проведение полевых магнитометрических наблюдений в эпицентральных зонах происшедших сильных землетрясений;

изучение пространственно-временных закономерностей проявления медленных и быстрых вариаций магнитного и импульсного электромагнитного полей Земли, исследование их природы и связи с региональными и локальными сейсмотектоническими процессами в земной коре;

оптимизация сети геофизических наблюдений и разработка методики использования характеристик вариаций для прогноза землетрясений.

Многие исследования выполнены на основе договоров о научном сотрудничестве с ИЗМИРАН СССР, Институтом геофизики УНЦ АН СССР, ИФЗ АН СССР, ИВТАН СССР. Большая часть стационарных режимных наблюдений вариаций магнитного и импульсного электромагнитного полей с 1981 г. проводилась силами комплексной опытно-методической экспедиции Института сейсмологии АН УзССР. Все это позволило осуществить большой объем полевых экспериментальных работ и обнаружить массовое число электромагнитных эффектов перед землетрясениями.

Г Л А В А I

НАПРЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ И ВАРИАЦИЯХ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

I.I. Физическое основание использования магнитометрии для изучения упругих напряжений в земной коре

Общеизвестным является факт, что землетрясения, как и движения земной коры, – результат существующих и меняющихся во времени напряжений в литосфере и более глубоких слоях Земли. Изменения самих напряжений обусловлены сложными физико-химическими, термодинамическими и другими процессами, происходящими во всей толще Земли. Многие наблюдаемые и исследуемые на поверхности Земли процессы являются результатом изменения напряжений в земной коре. К ним относятся землетрясения, современные, новейшие и геологические движения земной коры, аномальные изменения геофизических полей (магнитного, электрического, гравитационного, теплового и др.), газохимического состава подземных вод, дебита и уровня нефти, газа, подземных вод, наклонов и деформаций земной коры и т.д.

"Изучение закономерностей распределения напряжений в земной коре и мантии имеет большое значение при рассмотрении многих коренных теоретических проблем в науках о Земле и при решении важнейших вопросов горной и геологической практики. Оно необходимо для объяснения причин и механизма тектонических процессов, для определения почти неизучаемой еще энергии этих процессов; оно требуется для выяснения мест возникновения и силы будущих землетрясений..." (Гзовский, 1975, с. 403).

Напряженное состояние массива горных пород определяется действием гравитационных сил и современных тектонических напряжений. Вертикальные напряжения, как правило, не постоянны по площади и существенно отличаются от геостатического - γH (γ - удельный вес горных пород; H - глубина).

К настоящему времени во многих районах Советского Союза и зарубежных стран проведены измерения напряжений в массивах горных пород (Гзовский, 1975).

На Кольском полуострове проведены измерения напряжений в хибинских интрузиях на глубинах 100-600 м. Здесь горизонтальные напряжения ($\sigma_{гор}$) существенно превышают геостатические: на глубине 100 м - в 20 раз, 600 м - в 4 раза. Такое явление наблюдается также в массивах горных пород Горной Шории (в 4-6 раз на глубине 400-550 м; рудники Темиртау, Таштагол), Джезказганского рудника (5-7 раз), Курской магнитной аномалии (5-6 раз). В Донбассе и Львовско-Волынском районе вертикальные напряжения ($\sigma_{вер}$) в 2-4 раза превышают геостатические. Исследования напряженного состояния массива горных пород на шахтах Ингичкинского месторождения Самаркандской области (Арипова, Каримова, Иноятов и др., 1975) показали, что на глубине 105 м геостатические и измеренные значения близки, на глубине 155 м горизонтальное напряжение аналогично геостатическому, а вертикальное в 2 раза превышает геостатическое. На глубине 130 м величины σ вер и σ гор в 2,5 раза выше геостатической ($\gamma H = 47{,}1$ кГ/см^2, σ вер = σ гор = 126 кГ/см^2).

Аналогичные измерения проведены также в предгорьях северного склона Кураминского хребта на Кочбулакском месторождении (Иноятов, 1982). Преобладающее напряжение на глубине 160 м в основном вертикальное сжимающее ($\sigma_{вер.ср} = 145$ кГ/см^2, $\gamma H = 39$ кГ/см^2), величина сжимающего горизонтального напряжения около 55 кГ/см^2.

В связи с поиском предвестников и разработкой научных основ прогнозирования землетрясений на многих геодинамических полигонах ведутся режимные измерения напряженности горных пород. Результаты показывают, что напряжения в земной коре изменяются сложным образом не только в пространстве, но и во времени.

Упругие напряжения приводят к возникновению в горной породе магнитной анизотропии. Величина упругих напряжений не может превышать предела прочности пород в интервале от десятков до тысяч килограмм на квадратный сантиметр. С.П.Капица (1955) впервые изучил изменение намагниченности горных пород под действием давления и определил величину пьезомагнитного коэффициента С. Известно, что величина остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости по оси сжатия пород уменьшается и перпендикулярно оси увеличивается. По данным многочисленных лабораторных экспериментов, величина пьезомагнитного коэффициента С лежит в пределах $(1-5)\cdot10^{-4}$ $см^2/кГ$. Это соответствует изменению намагниченности или магнитной восприимчивости на несколько процентов от первоначальной величины при воздействии на породу силой 100 $кГ/см^2$ (Шапиро,1966; Stacey , 1964, 1965). Но известны случаи, когда суммарная намагниченность отклоняется от полной первичной на 20-50%. Это происходит в тех случаях, когда горные породы, имеющие достаточно большую остаточную намагниченность, испытывают первично большие упругие напряжения. М.А.Грабовский (1949, 1953), А.Г.Калашников, С.П.Капица (1952), Л.С.Безуглая, Ю.П.Сковородкин (1970, 1971), В.П.Головков (1967), В.Н.Вадковский (1968), С.Х.Максудов (1972), Ю.П.Сковородкин (1985), японские магнитологи (Нагата, 1965; Kinoshita , 1968) и др. показали, что изменение намагниченности зависит не только от величины и направления упругих напряжений, но и от ее вида, типа ферромагнетиков и других факторов. Универсального закона, похожего на закон для обратимых изменений намагниченности, разработать пока не удалось. Однако есть основания считать, что даже в районах с достаточно частыми землетрясениями могут быть большие необратимые изменения намагниченности за счет вязкого перемагничивания (Nagata, Kinoshita , 1965; Безуглая, Максудов, 1970; и др.).

В лабораторных исследованиях большое внимание уделяется изучению влияния температуры на магнитоупругие характеристики горных пород, поскольку в реальных условиях на глубинах 10-20 км температура достигает нескольких сот градусов. Исследования В.П.Головкова (1967) на магнетитах Курской магнитной

аномалии показали, что пьезомагнитный эффект не должен существенно уменьшаться вплоть до температуры Кюри ферромагнитных минералов, слагающих горную породу. Л.С.Безуглая, Ю.П.Сковородкин (1970) на основании количественных исследований на различных породах установили, что величина пьезомагнитного коэффициента находится в пределах $(2-3)\cdot10^{-4}$ см^2/кГ.

Таким образом, величины изменения намагниченности горных пород не могут быть меньше определяемых пьезомагнитным коэффициентом С, т.е. от 10^{-4} до нескольких единиц 10^{-4} см^2/кГ вплоть до глубины, где температура близка к точке Кюри, в ряде случаев можно ожидать больших необратимых изменений намагниченности горных пород.

Подобные расчеты изменений магнитного поля, вызванных упругими напряжениями при сейсмических и вулканических процессах, впервые выполнены Stacey (1964, 1965). На основании анализа литературных данных по вопросу пьезомагнитного эффекта горных пород он заключил, что пьезомагнитный коэффициент по оси сжатия характеризуется выражением

$$\frac{1}{J_{0\parallel}}\frac{\partial J_\parallel}{\partial \sigma} = \frac{1}{\varkappa_{0\parallel}}\frac{\partial \varkappa_\parallel}{\partial \sigma} = 1{,}0\cdot10^{-4}\ \text{см}^2/\text{кГ},$$

по оси растяжения

$$\frac{1}{J_{0\perp}}\frac{\partial J_\perp}{\partial \sigma} = \frac{1}{\varkappa_{0\perp}}\frac{\partial \varkappa_\perp}{\partial \sigma} = 0{,}5\cdot10^{-4}\ \text{см}^2/\text{кГ}.$$

На рис. I приведен пример из его расчетов применительно к району Сан-Франциско, сильно пострадавшему от землетрясения 1906 г., вызванного подвижками по разлому Сан-Андреас. Высвободившаяся энергия, вычисленная по формуле

$$E = \frac{V}{6} L^2 t \frac{\sigma_0^2}{n},$$

составляла $I0^{23}$ эрг (L - линейный размер очага, t - толщина напряженного пласта, n - модуль упругости горных пород, σ_0 - максимальная величина напряжения сдвига). Реализация такой энергии в породе с модулем упругости $n = I0^{I2}$ дин/см^2 вызывает упругое напряжение I00 кГ/см^2. Слагающие породы с запада от разлома магнитны, с востока - не магнитны. Изолиниями показано изменение намагниченности на поверхности Земли. Если $_{\Delta}I_0 = 0{,}0I\ I$ (давление равно I00 кГ/см^2) вызывает изменение намагниченности на I%, то величина изменения поля (T_a=) составляет 0,04 I . При $I = I0^{-2}$ СГС, T_a = 40 нТл, при $I = I0^{-3}$ СГС T_a = нТл.

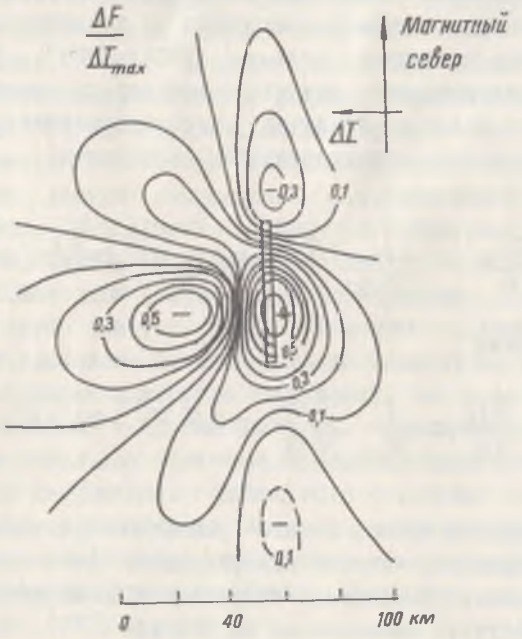

Рис. I. Вычисленные магнитные аномалии, создаваемые накоплением упругих напряжений вдоль активного разлома по Stacey (I964)

Таким образом, в основу использования магнитометрии для изучения динамики упругих напряжений в земной коре, поиска предвестников землетрясений и изучения процессов в очаге положены четкие физические (магнитоупругие эффекты в ферромагнетиках) и геофизические (представление о меняющихся во времени и пространстве упругих напряжениях в земной коре) предпосылки.

I.2. Локальные изменения геомагнитного поля

Изменения геомагнитного поля, связанные с процессами в земной коре, стали изучаться со второй половины прошлого века. Интерес к ним впервые возник в связи с проблемой предсказания землетрясений. В наиболее ранних работах описываются сильные землетрясения 1887 г. - Лигурийское, Верненское, Эквадорское, которые сопровождались исключительно сильными магнитными возмущениями (Лапина, 1953; Шапиро, 1966; и др.). В наиболее ранних работах попытки использовать данные мировой сети магнитных обсерваторий для этой цели сводились к анализу всплесков на магнитограммах в момент землетрясения (Лапина, 1953; Шапиро, 1966; и др.). Достоверно природа всплеска не установлена, поскольку была велика вероятность микрофонного эффекта. Более долговременные процессы по данным обсерваторий не изучались, поскольку точность их, оцениваемая в несколько нанотесла, оказалась недостаточной.

Правда, в некоторых работах (Trubjatchinski. 1934; Omer , 1946; Оль, 1950; Казанли, 1948; Ляхов, 1952; и др.) фокусы векового хода сравнивались с активными областями земной коры, но эти работы не выдерживают критики, поскольку суммарный вековой ход нельзя сравнивать только с процессами в земной коре.

Во многих работах связь изменений поля с процессами в земной коре и верхней мантии исследуется с помощью повторных магнитных съемок. Такой метод, использованный впервые в Японии, заключается в проведении магнитной съемки до землетрясения или вулканического извержения и после них. С помощью повторных съемок Е.В.Кракау (1939) удалось выделить аномальные

изменения поля на юге Крымского полуострова, а Kato, Nakamura (I934); Kato (I935) - ряд локальных участков в эпицентрах сильных землетрясений. Однако большинство обнаруженных до 60-х годов изменений поля лежит в пределах точности съемок и поэтому их достоверность вызывает сомнения (Rikitake ,I968).

Начиная с 50-годов изучение изменений геомагнитного поля, связанных с процессами в земной коре, ведется с помощью полевых работ, лабораторных экспериментов и теоретических расчетов. За небольшой промежуток времени накопилось множество экспериментальных и теоретических данных, бесспорно доказывающих существование связи между изменениями поля и различными процессами в земной коре. Фундаментальными работами в этой области следует считать лабораторные исследования советских и японских геофизиков, а также теоретические расчеты Ф.Д. Стейси (Калашников, I954; Капица, I955; Грабовский, I949,I953; Калашников, Капица, I952; Нагата, I965; Stacey , I964, I965).

С целью изучения медленных изменений геомагнитного поля, связанных с процессами в земной коре, В.П.Орлов (I958, I959) впервые применил повторные маршрутные наблюдения. Эти работы, начатые в I940 г. на реке Оке (Орлов, Соколов, I965), продолжались в I947-I948 гг. в сейсмоактивных среднеазиатских районах. Было заложено несколько маршрутов с расстоянием между пунктами около 5 км. Измерения проводились с помощью Z -весов. В результате повторных наблюдений в I955 г. найдено несколько участков с аномальным изменением до 40 нТл. Величина эффектов примерно в 4 раза превышала точность наблюдений. Эти же маршруты пройдены в I953-I962 гг. Начиная с I962 г., помимо вертикальной Z -составляющей магнитного поля, измерялись также H- и T-составляющие. Интенсивность одной из аномалий на перевале Хабу-Работ за I5-I7 лет составила I00 нТл.

Все аномалии оказались приуроченными к активным глубинным разломам. Несмотря на то что качественная связь этих эффектов с процессами в земной коре была доказана, конкретно их интерпретировать не удалось, так как пространственно-временная картина изменения поля оставалась неясной. Позже О.М.Борсуков и др. (I968) установили, что одна из аномалий векового хода,

обнаруженная В.П.Орловым (I958, I959), вызвана интенсивным гидрохимическим процессом.

В последующие годы метод повторных маршрутных наблюдений начал применяться на многих полигонах в Советском Союзе (Карпатский, Кавказские, Ашхабадский, Гармский, Ташкентский, Кызылкумский, Ферганский, Алмаатинский, Байкальский и т.д.) и за рубежом (США, Япония, Новая Зеландия и т.д.).

В первых измерениях в Средней Азии использовались магнитные весы М-2 и деклинометры. Позднее для измерения горизонтальной составляющей использовались стабильные кварцевые магнитометры. В I956-I958 гг. в практику измерений вошли протонные магнитометры ПМ-I, а позднее - переносные ПМ-5. Важную роль сыграла разработка новых протонных магнитометров в Институте геофизики Уральского отделения АН СССР (Максимовских, Шапиро, I976), Особом конструкторском бюро Института физики Земли АН СССР и Специальном конструкторском бюро физического приборостроения АН СССР (Цветков и др., I977; и др.).

В I960-I970 гг. на Камчатке под руководством И.М.Пудовкина проведены исследования региональных и локальных изменений геомагнитного поля путем ежегодных повторных измерений H-, Z-, D- и T-составляющих поля (измерение T с I967 г.). Расстояние между пунктами для изучения региональных аномалий I50-300 км, для - локальных I5 км. Измерения H, z, D проводились магнитометрами М-2, QHM, а величина T-протонными ПМ-5 и М-20. В результате этих работ выделено несколько региональных и локальных аномалий с интенсивностью 20 нТл в год по H и 40 нТл в год по z при точности съемки I0 нТл для H и I5 нТл для z . Авторы (Пудовкин и др., I965, I969, I970 а,б) отмечают корреляцию зон аномального изменения векового хода с геолого-тектоническими регионами и интенсивности аномалий векового хода с характером вулканической деятельности в районах.

В.П. Головков (I969, I97I) с помощью МВС чувствительностью I нТл/мм и многократных измерений величины T протонным магнитометром обнаружил магнитный эффект интенсивностью I0 нТл и продолжительностью в несколько месяцев. Исследования аналогичным методом проведены на полигонах Урала (Иванов, Ша-

пиро, и др., I976), Казахстана (Финкельштейн, Камбаров, I979), Байкала (Ларионов, I976; Фотиади и др., I970), Киргизии и т. д.

Стационарные геомагнитные наблюдения с помощью единичного или сети абсолютных магнитометров являются самым распространенным методом. Он применяется на многих полигонах СССР, Японии, США, Новой Зеландии, КНР и др.

В Средней Азии Ю.П.Сковородкин (I969) обнаружил магнитный эффект интенсивностью несколько нанотесла, предшествовавший землетрясению II энергетического класса за три дня до толчка.

В последние годы стационарные наблюдения проводятся на Карпатском, Уральском, Ашхабадском, Гармском, Душанбинском, Ташкентском, Ферганском, Фрунзенском, Алмаатинском, Байкальском и других геодинамических полигонах. Наблюдения ведутся протонными магнитометрами МПП-I, ПМ-00I, АПМ, ТМП и др. Выделены многочисленные магнитные эффекты, связанные с землетрясениями и другими процессами в земной коре (Садовский и др., I979; Сковородкин, I980, I985; Сковородкин и Безуглая, I980; Мавлянов и др., I979 а, I983; Шапиро, I976, I983, I986; Ержанов, Курскеев и др., I979; Собакарь, Сомов, Кузнецова, I975; Безуглая, Сковородкин, I983; Авагимов и др., I986; Бердалиев, I98I; Бердалиев и др., I986; Грязновская и др., I970; Крамаренко и др., I969; Дембицкий и др., I986; Завойская, Мищенко, I986; Ларионов, I976; Муминов и др., I986; Оганесян и др., I986; Максимчук, I983; Пьянков, I985; Казаков, I983; Бекжанов и др., I972; Бушуев, I982; и др.).

В США С.Брайнер, Р.Ковач (Брайнер, I968; Breiner, Kovach, I968; Breiner , I966) исследовали очень быстрые изменения геомагнитного поля, связанные с подвижками и землетрясениями в разломе Сан-Андреас. Пять квантовых магнитометров чувствительностью 0,02 нТл/мм были установлены вдоль разлома Сан-Андреас через каждые 30 км. Изменение поля на каждой станции передавалось телеметрическим путем на центральную, где велись непрерывная запись каждой из них отдельно и дифференциальная запись между центральной и отдельными станциями. Удалось выделить десятки эффектов, связанных с подвижками и

мелкими землетрясениями на разломе Сан-Андреас. Интенсивность эффектов – от десятых долей до I нТл.

Обнадеживающие результаты, получены группой японских исследователей под руководством Т.Рикитаке во время Мацуширского роя землетрясений (Rikitake et al. , I966 а, б, в, I967, I968). Здесь наряду с широким комплексом геолого-геофизических методов применялась магнитометрия, проводились непрерывные измерения величины поля в эпицентральной области. За время исследований сейсмическая активность проявилась дважды. Магнитный эффект интенсивностью 5-7 нТл соответствовал второму максимуму сейсмической активности. Второе проявление сейсмической активности сопровождалось интенсивными современными движениями. Характерное время эффекта 2-3 месяца.

В Японии имеются около I00 пунктов I-го класса и I000 пунктов 2-го класса. Каждый пункт I-го класса приходится приблизительно на 3000 км^2, 2-го – на 400 км^2. Повторные съемки проводятся через каждые 5-I0 лет. Tazima (I968) приводит результаты изменений поля всей территории Японии за 5 лет. При этом он отмечает ряд аномальных участков, где изменения поля составляют 3-5 нТл в год. Изменения поля наблюдаются также во времени в отдельных точках. Интенсивность некоторых эффектов за I0-I5 лет достигает 40-50 нТл. Суммарная погрешность измерений $\pm$ 4 нТл для горизонтальной составляющей (Н), $\pm$ 0,4 – для наклонения (I) и склонения (Д).

Johnston и Stacey (I969) описали изменения поля, связанные с извержением вулкана в Нгаурухое (Новая Зеландия) в I968 г. За несколько часов перед каждым извержением величина Т уменьшалась до I0 нТл.

В последнее время исследования вариаций магнитного поля, связанных с сейсмотектоническими процессами в земной коре, широко ведутся в Китае (Allen et al. , I975; Fujita , I977; Raleigh et al. , I977). С помощью стационарных наблюдений и повторных съемок выделены аномальные изменения поля интенсивностью от 6-7 до 20 нТл. Имеются сообщения о прогнозировании Хайченского землетрясения 4 февраля I975 г. с M = 7,3 за 3 месяца до толчка и другого землетрясения 6 июня I974 г. с M = 4,9 за 2 дня.

Оглавление

Введение 3

Глава I. Напряжения в земной коре и их проявления в сейсмотектонических процессах и вариациях магнитного поля Земли 6

I.I. Физическое обоснование использования магнитометрии для изучения упругих напряжений в земной коре 6

I.2. Локальные изменения геомагнитного поля II

I.3. Пространственные размеры и характерные времена тектонических движений I6

I.4. Пространственно-временные характеристики сейсмических движений 20

I.5. Медленные региональные изменения геомагнитного поля 30

Глава 2. Полевые измерения магнитного поля при изменяющихся нагрузках 39

2.I. Аномальные изменения магнитного поля техногенного происхождения 39

2.2. Эксперимент в районе Чарвакского водохранилища 4I

2.3. Результаты экспериментов в районах водных источников и подземного газохранилища. Электрокинетический эффект 47

Глава 3. Геолого-тектоническая и геофизическая характеристика территории Средней Азии и выбор геодинамических полигонов 55

3.I. Геолого-тектонические условия 55

3.2. Характер геофизических полей 64

3.3. Характеристика геодинамических полигонов Узбекистана 69

Глава 4. Методика проведения магнитометрических исследований на полигонах Узбекистана 82

4.I. Параметры съемки 82
4.2. Методика магнитометрических наблюдений на полигонах. Расположение пунктов наблюдений 86

Глава 5. Среднепериодные вариации магнитного поля на геодинамических полигонах и стационарных станциях Узбекистана 99
5.I. Результаты исследований на Ташкентском полигоне 99
5.2. Результаты магнитометрических исследований на Кызылкумском геодинамическом полигоне I07
5.3. Результаты исследования на Ферганском полигоне III

Глава 6. Быстрые изменения магнитного поля Земли..... I29
6.I. Результаты стационарных исследований быстрых изменений геомагнитного поля I30
6.2. Анализ и обсуждение результатов стационарных исследований магнитного поля I43

Глава 7. Аномальные вариации магнитного поля Земли в эпицентрах сильных землетрясений.....I48
7.I. Эпицентр газлийских землетрясений I976 и I984 гг.I48
7.2. Эпицентр Назарбекского землетрясения I980 г... I55
7.3. Эпицентры Алайского, Таваксайского, Чимионского, Папского и других землетрясений I57
7.4. Обсуждение результатов I59

Глава 8. Вариации импульсного электромагнитного поля Земли I63
8.I. Электромагнитные явления в природе I63
8.2. Методика исследования вариаций ЭМИ на полигонах Узбекистана I66
8.3. Связь аномальных вариаций ЭМИ с землетрясениями I69
8.4. О возможной природе аномальных эффектов ЭМИ перед землетрясениями I74

Глава 9. Комплексный анализ результатов исследования электромагнитных явлений на полигонах Узбекистана... I77

Глава I0. Прогнозирование землетрясений магнитометрическим способом I86
I0.I. Оптимизация сети режимных магнитометрических наблюдений I86
I0.2. Прогноз землетрясений магнитометрическим способом I93

Заключение 202

Список использованной литературы 204