

УДК550.8:553.08

Особенности высокотемпературной электропроводности магнетитовых руд в связи с их генезисом

В.В. Бахтерев, E-mail bakh@etel.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Скарново-магнетитовые месторождения составляют в настоящее время основу сырьевой базы черной металлургии Урала. Традиционными методами поисков магнетитовых руд являются геологические и геофизические (в основном, магнитные). Месторождения гидротермально-скарновой магнетитовой формации формировались на протяжении длительного интервала времени, и отличаются сложной геологической обстановкой. Поэтому, несмотря на использование целого ряда поисковых критериев на ранних стадиях геологоразведочных работ правильная оценка ожидаемых запасов месторождения дается чрезвычайно редко и затягивается на длительное время [1].

Кристаллическая структура природных минералов по степени совершенства заметно отличается от структуры идеальных кристаллов наличием многочисленных искажений и дефектов. Эти черты реальных кристаллов варьируют для одного и того же минерального вида от месторождения к месторождению и относятся к числу типоморфных особенностей минералов. В кристаллической структуре реальных минералов, содержащих несколько видов катионов, распределение их по различным позициям в решетке неодинаково и зависит от условий образования минерала и его последующей термической истории. Кроме того, состав самой матрицы минерала, взятого из разных месторождений, варьирует. Эти вариации отличаются даже для разных генераций одного минерала из одного месторождения и проявляются в изменении состава в зависимости от его положения в месторождении. Большинство магнетитов характеризуется сложным химическим составом и содержит целый ряд изоморфных примесей. Высокотемпературные твердые растворы на основе магнетита при понижении температуры распадаются с образованием ряда минералов. Магнетит, кристаллизуясь в различных термодинамических и физико-химических условиях, в своем химическом составе и кристаллической структуре несет генетическую информацию об этих условиях. Набор физических свойств минерала, несущих такую информацию, разнообразен (это в основном магнитные свойства). Использование магнитных характеристик позволяет решать целый ряд геологических задач, включая поиски и разведку полезных ископаемых [2]. Тем не менее, интерес к этому минералу не ослабевает. Открываются его новые неизвестные свойства. Важное место в ряду типоморфных признаков могут занять электрические свойства, в том числе при высоких температурах, которые несут информацию о кристаллохимических особенностях, фазового и структурного состояния вещества. Изучение высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита) и вмещающих горных пород могут выявить новые нетрадиционные поисковые признаки.

Электропроводность минералов и горных пород сильно зависит от температуры нагрева. Разнообразие ассоциаций минералов, структурных и текстурных особенностей горных пород обуславливает широкий диапазон значений их электрического сопротивления, особенности механизма электропроводности и как следствие неодинаковый характер зависимости от температуры. Исследование электропроводности, в том числе при высоких температурах, магнетита (магнетитовой руды) и вмещающих горных пород может послужить дополнительным источником информации о генезисе как вновь образованных, так и исходных пород.

Цель настоящих исследований в том, чтобы показать значимость генетических факторов в формировании характера высокотемпературной электропроводности магнетитовой руды (магнетита).

Электрические параметры определяли по методике, описанной в [3, 4]. Электрическое сопротивление и тангенс угла диэлектрических потерь измеряли двухэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20-800 °С. Образцы для исследования

вырезали в форме кубика с ребром 0.02 м. Скорость нагревания 0.066 град/с. Температуру в системе определяли в 0.01 м от образца хромель-алюмелевой термопарой. Измерения электропроводности осуществляли на переменном токе. В качестве измерительного прибора для определения электрических параметров на переменном токе использован «Измеритель L, C, R цифровой» Е7-8. Прибор позволяет измерять тангенс угла диэлектрических потерь ($tg\delta$) и активное сопротивление. Рабочая частота прибора 1000 Гц.

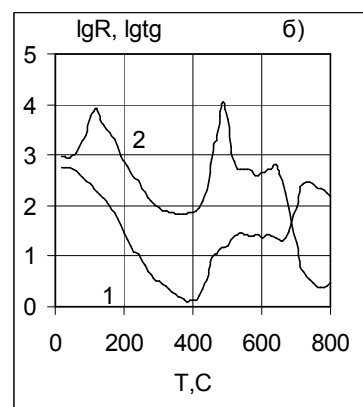
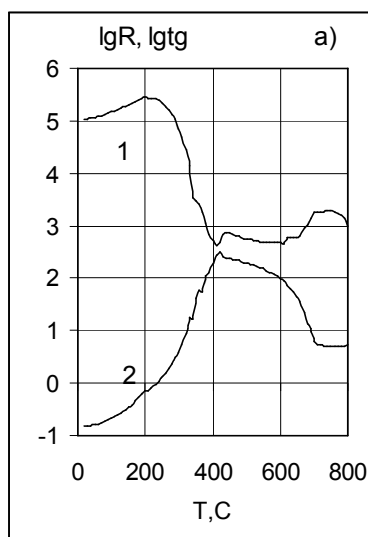


Рис. 1. Температурные кривые электрического сопротивления R (кривая 1) и тангенса угла диэлектрических потерь $tg\delta$ (кривая 2) образцов 16 (а) и 26 (б) магнетитовой руды из Абаканского месторождения.

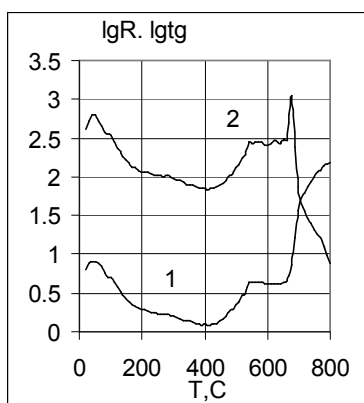


Рис. 2. Температурные кривые электрического сопротивления R (кривая 1) и тангенса угла диэлектрических потерь $tg\delta$ (кривая 2) монокристалла магнетита.

Изучены образцы магнетитовой руды из ряда железорудных месторождений. Руда на 92-95% представлена магнетитом. Получены температурные кривые электрического сопротивления и тангенса диэлектрических потерь в интервале 20-800 °С. Характер кривых $lgR=f(T)$ и $lg(tg\delta)$ исследованных образцов магнетитов различен. Исследованные образцы магнетитовой руды отличаются по структуре, минеральному составу и генетическим особенностям. В качестве примера на рис. 1 приведены температурные зависимости электрического сопротивления и тангенса диэлектрических потерь двух образцов магнетитовой руды из Абаканского месторождения; на рис. 2 – монокристалла магнетита. Монокристалл магнетита – правильный октаэдр, найденный в старой заброшенной выработке старателей вблизи д. Ольховка Сысертского района Свердловской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Кассандрова Е.В., Баженова Н.Н. Геологические критерии прогнозирования крупных гидросиликатно-скарновых магнетитовых месторождений в подвижных поясах. Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 174-175.
2. Чернышева Н.Е., Смелянская Г.А., Зайцева Г.Н. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 236 с.
3. Бахтерев В.В. Генетические и вещественные факторы высокотемпературной электропроводности серпентинитов // ДАН. 2000. Т. 375. № 1. С. 72-74.
4. Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.

УДК 550.838.4+556.013+551.464

Результаты геофизических и физико-химических исследований культурного слоя средневекового археологического памятника

Е.А. Бессонова, А.В. Савченко

телефон/факс: (4232)31283/(4232)312573; e-mail: belenal@yandex.ru

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток.

Повышение эффективности дистанционных методов зондирования культурного слоя для выделения и оконтуривания археологических объектов является чрезвычайно актуальной задачей. В рамках решения этой задачи выполнены исследования культурного слоя Краскинского городища (Хасанский район Приморского края России) на основе совместного использования геофизических методов, физико-химического моделирования и результатов археологических раскопок, направленные на изучение изменений физических свойств геологической среды в местах обитания человека.

Фактический материал получен в северо-западной части археологического памятника на участке раскопок, где по сети 1x1 м выполнены микромагнитная съёмка, электропрофилеирование и послойная каппаметрия. Для определения кислотно-основных свойств, гранулометрического, минерального и валового химического состава отобраны образцы грунта на различных уровнях культурного слоя в процессе раскопок.

Аномальное магнитное поле участка исследований характеризуется амплитудами -30÷30 нТ, в северо-западной части оно положительное в юго-восточной отрицательное (рис. 1а). Граница аномалий разного знака проходит в направлении север - юг в центральной части планшета. Такая ситуация создаётся двумя локальными аномалиями в форме диполей, которые ориентированы по магнитному меридиану и имеют отрицательный полюс на севере. Источник южной аномалии располагается на южной границе раскопа, его размеры не превышают 1м. Источник северной аномалии располагался на востоке за северной границей раскопа. Выявленные аномалии не представляют поискового интереса и рассматриваются как не-

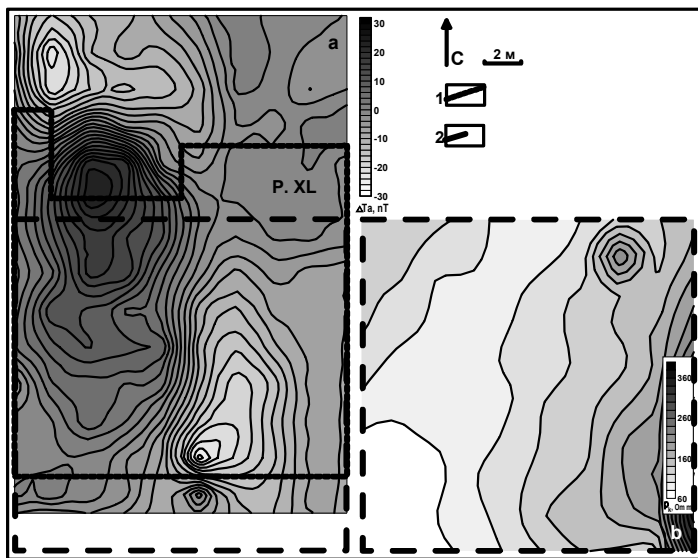


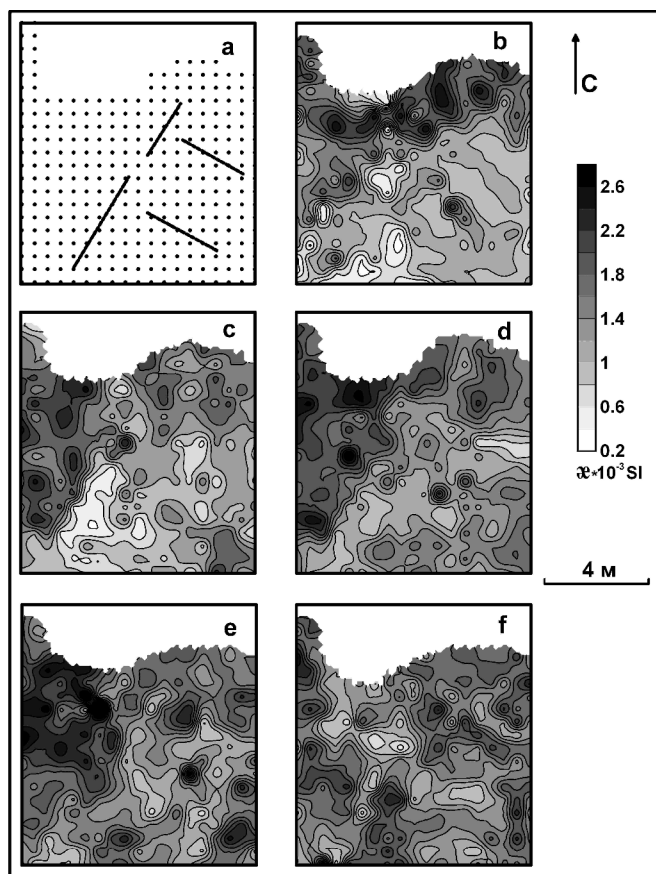
Рис 1. Результаты геофизических работ: а – аномальное магнитное поле; б – удельное электрическое сопротивление.

устраняемые помехи. Распределение кажущегося удельного сопротивления, полученное по результатам электропрофилеирования методом срединного градиента, показывает плавное изменение исследуемого параметра в диагональном направлении северо-запад – юго-восток (рис. 1б). Пониженные значения ρ_k расположены широкой диагональной полосой в центре планшета. На участке, примыкающем к восточной границе удельное сопротивление очень высоко, что обусловлено влиянием вертикальной границы искусственного

происхождения, вплотную примыкающей к раскопу с юго-восточной стороны. Результаты микромагнитной съёмки и

электропрофилеирования не позволили локализовать археологические строительные конструкции на участке исследований.

Наиболее информативными для выделения и оконтуривания археологических объектов оказались результаты каппаметрии. Измерения магнитной восприимчивости рыхлых отложений культурного слоя на участке исследований выявили очень высокие значения исследуемого параметра, нехарактерные для осадочных пород $(0.3-3) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Каппаметрией поверхности почвы (рис. 2б) установлено, что максимальное количество ферромагнитной фракции сосредоточено на северо-западе участка. Хорошо видна диагональная граница, разделяющая северо-западный и юго-восточный участки. В юго-восточном секторе выделены три диагональных полосы относительно высокого содержания магнитных минералов в почве, расположенные под прямым углом к северо-западному участку. Ширина полос 1-1.5 м. На юго-востоке две такие полосы объединяются в участок изометричной формы размерами 3х3 м. Распределение магнитной восприимчивости по площади раскопа после снятия дёрна (рис. 2с) также показывает повышенное содержание магнитной фракции в северо-западной части. Юго-восточная часть раскопа в целом характеризуется пониженными значениями исследуемого параметра. Здесь в направлении восток-запад отмечено чередование полос и пятен с различными значениями магнитной восприимчивости. Минимальные значения χ на этом уровне культурных отложений выявлены в юго-западной части раскопа.



– точки измерений, линиями показаны каменные фундаменты на уровне 3-его пласта; распределения магнитной восприимчивости: б – на дневной поверхности, с – после снятия дерна, d – после снятия второго пласта, e – после снятия третьего пласта, f – после снятия четвертого пласта.

На уровне 40 см ниже дневной поверхности (рис. 2d) участок раскопа по исследуемому параметру явно делится на две области: магнитную северо-западную и немагнитную юго-восточную. Вмещающими породами культурного слоя на северо-западе являются пески, на юго-востоке суглинки. Минимальное содержание магнитной фракции отмечается в диагонально ориентированных участках на юго-западе и северо-востоке участка. Такая же ситуация сохраняется на уровне 4-го пласта (рис. 2е), при глубине от поверхности около полуметра. Распределение магнитной восприимчивости в кровле 5-го пласта (60 см от поверхности) характеризуется равномерным распределением аномальных участков (рис. 2f). Особенностью расположения вытянутых в диагональном направлении участков с аномальными содержаниями магнитной фракции в грунте является смена ориентировки относительно сторон света. Полосы юго-западного направления расположены под более острым углом к северу, а полосы юго-восточного направления близки к широтному простиранию.

Аномальные участки распределения магнитной восприимчивости почвенного слоя на дневной поверхности раскопа

соответствует расположению исследованных раскопками фундаментов археологических объектов на уровне 3-его пласта (рис. 2б, 2а). Выявленные в северо-западной части раскопа

положительные аномалии магнитной восприимчивости создаются паводковыми песчаными наносами, поступавшими на территорию археологического памятника с северо-запада. Строительные конструкции, расположенные на каменных фундаментах, выявленных раскопками, являлись искусственными преградами и задержали поступление песка в юго-восточную часть исследованного участка. Уровень 50-60 см от поверхности - нижняя граница верхнего строительного горизонта и результаты каппаметрии поверхности 4-го и 5-го пластов, вероятно, отражают расположение в культурном слое нижележащих строительных конструкций, иначе ориентированных относительно сторон света, что согласуется с результатами исследований раскопками, выполненных ранее на прилегающей территории.

Интерпретация результатов послышной каппаметрии культурного слоя проведена на основе физико-химического моделирования процессов миграции и преобразования основных химических элементов почвы и близповерхностного грунта с учётом влияния глинистых минералов и органического вещества.

Культурный слой археологического памятника представляет собой природную органо-минеральную систему, в которой происходит образование и функционирование разнообразных органических, минеральных и органо-минеральных соединений. В этой системе наиболее активными и важными компонентами или составляющими являются почвенные растворы, гумусовые вещества и вторичные минералы. В разрезе северо-восточной части археологического памятника вскрыто 150 см осадка, представленного рыхлыми отложениями верхнеголоценового возраста, в котором выделены сверху вниз:

1. гумусированный темно-серый песок с дресвой и корешками 0-22 см;
2. песок буровато-рыжий, среднезернистый, рыхлый, с горизонтальной слоистостью 22-56 см;
3. песок темно-бурый, разноезернистый, глинистый, 56-64. см;
4. песок желто-серый, среднезернистый, плотный, 64-79 см;
5. песок темно-бурый, мелкозернистый, глинистый, плотный 79-95 см;
6. песок желто-серый, мелкозернистый, плотный 95-130 см;
7. песок темно-бурый, мелкозернистый с глиной, слабосцементированный 130-150 см.

В процессе исследований для определения кислотно-основных свойств, гранулометрического, минерального и валового химического состава отобраны образцы грунта на различных уровнях культурного слоя по сети 1x1 м. По измерениям рН в водных вытяжках и общему химическому составу исследованные образцы соответствуют бурым лесным типам почв (5.42-5.72) и бурым таежным (5.1-5.16). Верхний слой культурных отложений, представленный современной почвой, характеризуется повышенной кислотностью; нижележащая супесь обладает слабо выраженными кислотными свойствами; в основании разреза кислотно-основные свойства песчаных отложений и супеси соответствуют современной почве.

По результатам проведенного физико-химического моделирования, при дополнительном притоке и застое влаги, который наблюдается на территории Краскинского городища, подпочвенные отложения подвергаются восстановительным процессам и оглеению. Это выражено в процентном соотношении главных компонентов исследованных проб грунта (табл. 1). Пробы, маркированные буквами «Б», «В» отобраны на западе участка. Они характеризуются крупнозернистым составом песчаных отложений. Пробы, маркированные буквами «З», «Ж» отобраны в восточной части, где отложения представлены супесью.

В разрезе по вертикали для песчаных отложений наблюдается концентрирование Al, Fe, Mn, Mg, Ca в почвенном слое и на самом нижнем уровне разреза. В то время как в отложениях, представленных супесью, вышележащий почвенный слой и нижний уровень разреза обеднены этими элементами. Для песчаных отложений такая ситуация складывается в результате процессов протекающих под влиянием восходящих миграционных потоков биогенных элементов, захватываемых почвенной растительностью и при одновременном нисходящем миграционном потоке, элементы которого сорбируются глинистыми минералами в основании разреза.

Таблица.1. Валовый химический состав проб грунта¹.

N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO
1-Б-3	66.6	0.57	14.03	2.81	1.97	5.19	0.099	1.69	2.64
2-Б-3	67.1	0.55	14.01	2.91	1.93	4.84	0.094	1.66	2.90
3-Б-3	65.7	0.44	13.52	2.77	1.93	4.41	0.092	1.40	2.55
4-Б-3	68.9	0.30	13.04	2.81	1.90	3.91	0.080	1.17	2.38
5-Б-3	66.5	0.54	13.86	2.70	1.92	5.29	0.106	1.70	2.88
1-В-3	63.0	0.73	14.61	2.83	1.98	5.83	0.103	1.97	2.39
2-В-3	65.4	0.70	13.91	2.26	1.96	5.52	0.102	1.81	2.54
3-В-3	66.7	0.62	13.61	2.50	1.92	5.25	0.109	1.67	2.52
4-В-3	64.5	0.60	14.34	2.69	1.91	5.44	0.108	1.71	2.73
5-В-3	64.8	0.68	14.64	2.38	1.89	6.55	0.113	1.91	2.50
1-3-6	64.2	0.66	14.61	2.40	1.95	5.78	0.102	1.98	2.47
2-3-6	63.1	0.70	15.34	2.28	1.96	6.21	0.114	1.99	2.46
3-3-6	64.9	0.60	14.82	2.41	1.90	5.87	0.119	1.81	2.46
4-3-6	65.2	0.50	14.40	2.64	1.92	5.03	0.135	1.60	2.64
2-Ж-3	64.5	0.68	15.27	2.28	1.95	6.17	0.112	1.99	2.29

Для супеси наблюдается оглинивание в средней части отложений на уровне 35-50 см от дневной поверхности и образование вторичных минералов железа и алюминия, которые сорбируют Al, Fe, Mn, Mg, Ca. Этот вывод подтверждается данными минералогического анализа, пробы для которого отобраны на уровне 3-его пласта на раскопе. Минералогический анализ был выполнен для зерен гравийно-песчаного (западная часть раскопа) и крупно-алевритового размера (восточная часть раскопа). Гравийно-крупнопесчаные зерна практически полностью состоят из обломков пород, сростков зерен кварца и полевого шпата, которые редко содержат включения магнетита и ильменита. Более мелкие фракции (средний песок-крупный алеврит) представлены обломками пород, кварцем, полевыми шпатами, роговой обманкой, эпидотом, пироксенами и др. минералами. При этом зерна пробы, взятой в песчаных отложениях являются довольно чистыми и относительно свежими, что может быть результатом их поставки при разрушении недалеко расположенного гранитоидного массива. Зерна пробы, взятой в восточной части раскопа отличаются плохой сохранностью. Многие из них покрыты тонкой железистой пленкой, они трещиноваты, при этом трещины заполнены глинистым материалом и гидроокислами железа (табл.2). Такое состояние зерен может свидетельствовать об их поступлении при размыве неглубокой площадной коры выветривания, развитой по гранитоидам.

Изучение железосодержащих минералов в тяжелой подфракции вышеуказанных размерных фракций показало практически равное количество магнетита в обеих пробах (0.021 и 0.03 % соответственно) и незначительно повышенное содержание ильменита в пробе из восточного участка раскопа 6.58 % по отношению к пробе, взятой в западной части- 5.62 %. Гидроокислы железа отмечены в виде единичных зерен в обеих пробах.

¹ Валовый химический состав приведен по результатам силикатного анализа. Количественная характеристика (%) содержания элементов приводится в пересчёте на оксиды. Анализ выполнен на атомно-адсорбционном спектрофотометре (Shimadzu), аналитик Н.А. Середа.

Таблица 2. Гранулометрический состав проб грунта.

Проба	Вес навески (г)	Вес фр. (г): (>0.5мм)	Вес фр. (г): (0.5-0.1 мм)	Вес фр. (г): (0.1-0.05 мм)	Вес фр. (г): (<0.05 мм)	Вес тяж. фр. (г): (0.5-0.05 мм)	Вес немагн. фр. (г): (0.5-0.05 мм)	Вес магн. фр., (г): (0.5-0.05 мм)
Западная часть	25.41 (100%)	5.85 (23.0%)	8.68 (34.2 %)	0.97 (3.8%)	9.91 (39.00 %)	0.16 (1.66%)	0.139 (86.87%)	0.021 (13.13%)
Восточная часть (супесь)	22.89 (100%)	1.92 (8.39%)	4.04 (17.65 %)	0.96 (4.19%)	15.97 (69.77%) °	0.6 (12 %)	0.57 (95 %)	0.03 (5 %)

Таким образом, показана высокая эффективность каппаметрии поверхности почвенного слоя для выявления археологических строительных конструкций, скрытых в паводковых наносах. Она определяется рядом природных и антропогенных факторов: механическая дифференциация вмещающих пород культурного слоя в процессе их образования в условиях антропогенной застройки, биологический круговорот веществ в почве и подпочвенном грунте, сорбционные процессы на глинистых минералах и гумусовом веществе почвенного слоя. Представленные материалы являются начальным этапом исследований, направленных на изучение преобразований минералов железа в культурном слое средневекового археологического памятника. Наиболее актуальной задачей на данном этапе является разработка методики выделения антропогенных образований, погребенных в современных геологических отложениях на основе оценки статистической меры содержания магнитных минералов на поверхности почвенного слоя и повышение достоверности интерпретации результатов каппаметрии.

К проблеме геодинамического районирования шахтных полей

В.В. Бодин тел. 3502025, e-mail bodinv1@K96.ru

ИГД УрО РАН, Екатеринбург

Задачей геодинамического районирования, проводимого на подземных рудниках, является выявление тектонически напряженных зон (ТНЗ) и оценка их напряженно-деформированного состояния под влиянием техногенных полей напряжения. Под тектонически напряженной зоной понимается участок породного массива, в котором в силу геолого-тектонических факторов произошло увеличение напряжённого состояния, в следствии чего, данный участок является потенциально опасным при проведении горных работ.

Анализ динамических явлений, зарегистрированных в подземных горных выработках, показывает, что основная их часть, пространственно связана с тектоническими нарушениями и с контактами разномодульных пород. При этом, энергия горных ударов пропорциональна размерам геологических неоднородностей и величине действующих напряжений [1].

Согласно геологическим исследованиям [2], образование рудных полей и месторождений полезных ископаемых связано с повышенной геодинамической активностью локальных участков земной. Большинство рудных месторождений являются полихромными образованиями, формирование, которых происходило в течение нескольких циклов рудообразования и активизации тектоно-магматических процессов. Поэтому, в результате суперпозиции разновозрастной тектонической деятельности, в пределах месторождений присутствует достаточно сложная система тектонических нарушений, определяющая геодинамическое состояние шахтного поля.

Натурные эксперименты по оценке напряженного состояния породного массива в окрестности разломов показали, что в краевых частях тектонических нарушений существуют локальные участки с повышенным напряженным состоянием, геометрические параметры ко-

торых сопоставимы с амплитудой дизъюнктивов. По оценкам различных авторов, концентрация напряжений в данных участках может достигать значительной величины и превышать фоновый уровень в 2-5 раз [3]. Данный локальный участок представляет собой геодинамическую структуру (ГДС), которая способна к накоплению потенциальной энергии [4]. Породный массив, в пределах этой структуры находится в неравновесном термодинамическом состоянии и под влиянием внешнего воздействия может прийти к потере устойчивости с мгновенным выделением накопленной потенциальной энергии. Источником внешнего воздействия, в условиях подземных горных работ могут быть либо технологические взрывы массовых зарядов ВВ, либо зоны опорного давления, сформированные крупными очистными выемками.

Таким образом, исследуя напряженное состояние геодинамических структур, возникших в окрестности геологических неоднородностей, можно установить границы тектонически напряженных зон, находящихся в пределах шахтного поля, и контролировать характер изменения их напряженно-деформированного состояния в процессе проведения горных работ.

Решение данной задачи возможно с помощью достаточно широкого спектра известных способов оценки напряженного состояния породного массива. Однако, более оптимальным является сейсмический метод, который дает возможность как установить местоположение ГДС, так и определить её параметры. Анализ сейсмического волнового поля, зарегистрированного в подземных горных выработках, показал, что в окрестности тектонических нарушений и контактов разномодульных пород, породный массив проявляет нелинейные свойства, наиболее ярко которые выражены в триггерном эффекте. Суть, которого в том, что малая по амплитуде сейсмическая волна вызывает аномально высокое по амплитуде и длительности колебание [5]. На рисунке 1 приведен фрагмент сейсмограммы, зарегистрированной на Яковлевском месторождении железистых кварцитов (КМА). Аномальное колебание инициировано поперечной волной, пересекающей тектоническую трещину. Спектральный анализ показал, что амплитуда аномального колебания в четыре раза превышает амплитуду инициирующего сигнала, а частота в два раза ниже частоты поперечной волны, то есть произошло удвоение периода колебаний характерное для нелинейных сред.



Рисунок 1 – Фрагмент сейсмограммы с записью аномального колебания и его амплитудно-частотный спектр.

Наличие предельного цикла на фазовых диаграммах аномальных колебаний позволяет отнести их к автоколебательному типу. Характерной особенностью, которых является то, что параметры колебаний определяются только свойствами нелинейной диссипативной структуры и слабо зависят от начальных условий. Автоколебательная система (в данном случае ГДС) преобразует потенциальную энергию источника в энергию колебаний. Количество выделенной кинетической энергии пропорционально запасенной потенциальной энергии.

Массив горных пород, находящийся под воздействием объёмного поля напряжений, ведет себя как слабо нелинейная среда, на что указывает спектральный анализ сейсмического волнового поля, в котором присутствуют кратные и комбинационные гармоники, периоды которых практически постоянны в пределах исследуемого породного массива. Потенциаль-

ная энергия, запасенная в ГДС, излучается на частоте одной из существующих гармоник. При этом, чем выше уровень энергии ГДС, тем выше частота гармоники, на которой излучается кинетическая энергия.

Взаимосвязь уровня напряжения с параметрами аномальных колебаний подтверждается сопоставлением их с действующими напряжениями, определенными с помощью геомеханических методов. На горизонтах шахтных полей, где ранее были выполнены оценки действующих напряжений [6], определялись средние значения частот аномальных колебаний. На рисунке 2 приведен график связи частоты колебаний ГДС и напряжённого состояния породного массива. График аппроксимируется экспоненциальной зависимостью вида: $\sigma = 5.884 \cdot e^{0.002F}$ (МПа) и показывает их закономерную взаимосвязь.

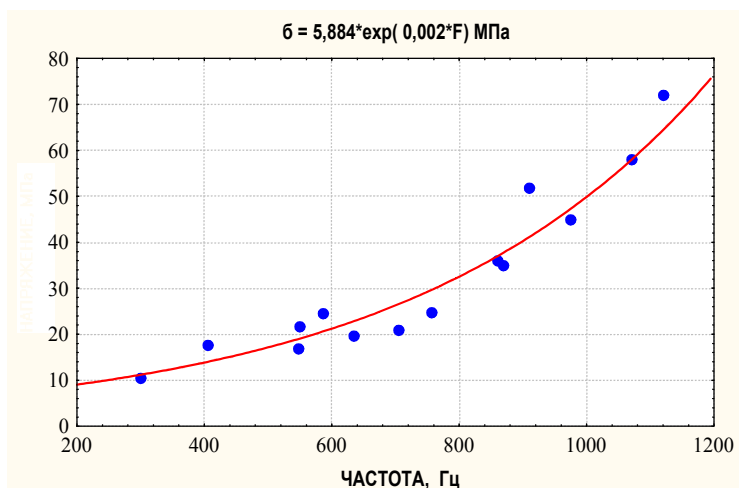


Рисунок 2 – График связи средних значений напряжения породного массива (σ , МПа) и средних значений частоты аномальных колебаний (F , Гц), определенных на шахтах Урала и Сибири.

Таким образом, указанная зависимость позволяет оценивать средний уровень напряженного состояния породного массива по массовым измерениям частоты аномальных колебаний и контролировать напряжённое состояние ГДС, расположенных в окрестности активных тектонических нарушений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксёнов А.А., Потехин Р.П., Ломакин В.С. и др. Методические рекомендации и наказы по повышению безопасности ведения горных работ в удароопасных условиях у тектонических нарушений на шахтах СУБРа. Североуральск, 1994, 81с.
2. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. – М. Недра, 1988, 256с.
3. Шабаров А.Н. О формировании геодинамических зон, опасных по горным ударам / ФТПРПИ, 2001, №2, с 16-27.
4. Сырников Н.М, Родионов В.Н., О напряжённом состоянии структурно неоднородного горного массива в окрестности подземных сооружений. / ФТПРПИ, 1996, №6, с 31-43.
5. Бодин В.В. Исследование нелинейных эффектов сейсмического волнового поля, вызванных тектоническим нарушением. Горный информационно-аналитический бюллетень. М, 2006, №4, с93-97.
6. Зубков А.В. Геомеханика и геотехнология. – Екатеринбург. УрО РАН. 2001. – 355 с.

УДК 551.59:550.344.37

Увеличение интенсивности проявления геофизических предвестников землетрясений под влиянием изменчивости атмосферного давления

*В.Н. Боков, тел: (812) 299-21-11 факс: (812) 299-21-11 E-mail: viki333@rambler.ru
Российский Государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

Землетрясениям в большинстве случаев предшествуют различного рода предвестники. Поэтому подготовка землетрясений сопровождается образованием предвестников и является единым геофизическим процессом. Влияние атмосферной циркуляции на инициирование землетрясений в различных временных диапазонах изменчивости убедительно отражено в ряде публикаций [1, 9, 10]. Следовательно, следует ожидать, что увеличение интенсивности проявления геофизических предвестников может быть также обусловлено атмосферной циркуляцией.

В ряде работ приводят ряды геофизических измерений, которые мы использовали для наших исследований [3, 6, 8, 11]. Для совместного анализа рассматриваемых периодов геофизических измерений был привлечен архив метеорологических полей [13]. Это позволило провести исследования о влиянии атмосферных процессов на возникновение некоторых принятых в сейсмологии предвестников.

Сейсмоакустическая эмиссия.

Сейсмоакустическая эмиссия наблюдается в шахтах, скважинах, туннелях, на поверхности Земли и на дне водоемов, характеризуя изменение состояния деформации земной коры. Геоакустическая эмиссия (ГАЭ) исследовалась в многочисленных работах для контроля сейсмического режима и определения возможности ее использования в качестве краткосрочного предвестника землетрясений. ГАЭ порождается не только процессом разрушения пород, дискретным характером крипа и ползучести, но и дегазацией геохимическими процессами [5, 6, 8]. До настоящего времени интерпретация причин измеряемой ГАЭ не является завершенной и полной [7].

Спектральные оценки, выполненные по длительным эквидистантным рядам акустических шумов в глубокой скважине в частотном диапазоне 30-1200 кГц, выявили статистически значимые пики на частотах в 7 и 1 сутки [3]. Наличие суточного хода ГАЭ используется при прогнозах землетрясений [3, 6]. Измерения показали, что периоду низкой сейсмической активности соответствует наличие характерного суточного хода уровня геоакустической эмиссии [6]. Считается, что суточный ход ГАЭ обусловлен суточным ходом уровня электромагнитного поля [3, 6, 8]. В работах [6, 8] подчеркивается исчезновение суточного хода ГАЭ перед землетрясениями. Этот факт геологи объясняют изменением чувствительности горной среды к модулирующему электромагнитному воздействию вследствие изменения напряженно-деформационного состояния земной коры. Однако причин, вызывающих изменение напряженно-деформационного состояния земной коры и соответствующим образом фиксированных измерениями ГАЭ, известно немного. В большинстве публикаций появление подземных акустических шумов связывают с приливными явлениями, обусловленными влиянием Луны, Солнца и земных приливов. При этом выявлено, что корреляция приливных явлений наблюдается только с сейсмически слабыми событиями. Мы считаем, что в изменчивости ГАЭ значительную роль играет и атмосферная циркуляция. Наличие в функции спектральной плотности ГАЭ статистически значимого пика на частоте в 7 суток может служить первоначальным подтверждением влияния атмосферной циркуляции, поскольку соответствует периоду естественного синоптического периода [2].

При этом практически во всех работах влияние метеорологических условий на изменчивость ГАЭ считается незначительным [6], хотя, как правило, для анализа используются данные одной или двух рядом расположенных метеостанций. Это и есть самая главная ошибка всех геофизических работ, в которых влияние метеоусловий рассматривается только по 1 или 2 станциям. Авторы подобных работ не учитывают то, что атмосферные поля охва-

тывают площади от сотен тысяч до миллионов км², создавая деформационные поля в земной коре с огромными напряжениями [1, 9, 10].

В отличие от всех известных механизмов, определяющих вертикальную и горизонтальную деформации в локальных или региональных участках Земли, атмосферное давление обладает макромасштабным деформационным воздействием, которое, что является очень важным фактором, может быстро меняться в пространстве. Рассмотрим деформационное воздействие избыточной атмосферной массы (антициклона) на земную кору. Подобная масса в силу своего давления прогибает $\Delta P = -mg$ земную кору [9].

Интегральное действие давление и притяжения смещает поверхность на величину $h' = U/g$, где U - внутренний гравитационный потенциал, создаваемый избыточной воздушной массой воздуха; g - ускорение силы тяжести; m - аномалия массы в единичном сечении столба атмосферы; h' - число Лява. Поскольку действие избыточной воздушной массы превышает действие притяжения, то земная поверхность прогибается, создавая деформационные напряжения.

Во всех работах, посвященных исследованию ГАЭ, приводятся сведения о несоответствии измерений ГАЭ во временных рядах близко расположенных пунктов, а также в связях пространственного распределения результатов измерений с параметрами очага готовящегося землетрясения [3, 6, 8]. Также, показано, что коэффициент корреляции между энергией сейсмических событий и энергией их ГАЭ оказался небольшим и равным 0.3. Это указывает на наличие неизвестных факторов, влияющих на изменчивость ГАЭ в пространственном и временном масштабах. Также указывается на то, что только половина сильных сейсмических событий предваряется аномальными ГАЭ сигналами. Следует отметить, что интенсивные и продолжительные сигналы ГАЭ наблюдаются только за 1-2 суток до сильных сейсмических событий. Это как раз тот характерный временной интервал, в течение которого смещаются атмосферные вихри над пунктом измерений в районе Камчатки.

В качестве примера рассмотрим одну временную серию измерений высокочастотной ГАЭ (рис.1) в пункте расположенного на дне оз. Микижа (Камчатка) [37]. Больше число случаев представлено в докладе. Возникновение ГАЭ связывают с проявлением деформационных процессов, обусловленных подготовкой сильных сейсмических событий.

Используя данные архива атмосферных полей [13], мы провели расчеты и анализ изменчивости атмосферной циркуляции за период измерения геоакустических сигналов на оз. Микижа. На рис.2 ÷ рис.5 представлены барические поля и поля барического инварианта за одни и двое суток до сейсмического события, произошедшего 18.12.2002 г. с координатами 52, 97° СШ, 159, 80° ВД. На рис.3 эпицентр землетрясения обозначен знаком звезды (*), а пункт измерений знаком +. Анализ карт барических полей показал, что за четыре дня до землетрясения над территорией Камчатки (и над пунктом измерений) находился циклон. Территорию от оз. Байкал до о. Сахалин, а также акваторию Тихого океана южнее Японии занимал двухцентровый антициклон (рис.2). На следующий день между двумя центрами антициклона возник хорошо выраженный циклон, уменьшив при этом площади ранее занимаемым антициклоном. При этом циклон над Камчаткой по-прежнему сохранялся. 17 декабря пришедший циклон сместился в сторону Камчатки и значительно углубился. Он вошел в общую систему циклонического поля с циклоном, располагавшимся над Камчаткой который, постепенно заполняясь, сместился к востоку. Над Чукотским морем образовался центр антициклона и в целом территория Камчатки и прилегающая акватория Тихого океана оказались в «окружении» области повышенного атмосферного давления. В этот день измерения ГАЭ показали сильное и продолжительное увеличение шумов (рис.1).

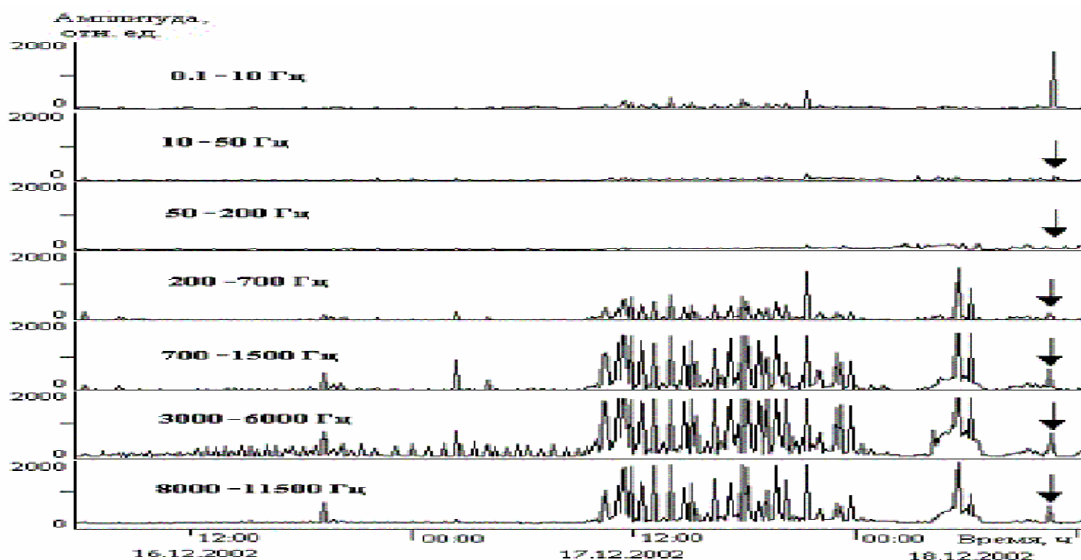


Рис.1. Геоакустические сигналы, зарегистрированные на оз. Микижа 18.12.2002

Обращаясь к рис.4 можно увидеть, что над пунктом измерения проходит нулевая линия барического инварианта, разделяющая северную зону повышенных значений от пониженных. Эта линия характеризует зону деформации земной коры, что сопровождается ГАЭ и регистрируется приборами. 18 декабря произошла регенерация циклона и усиление антициклонического поля (рис.3). Однако в ночь с 17 по 18 декабря геоакустические шумы почти исчезли и возникли только утром. Почему это произошло, авторы [3] не интерпретируют. Однако если мы обратимся к рис.5, то увидим, что северная зона положительных значений барического инварианта сменилась на зону пониженных значений, что привело к снятию напряжения на земную кору и исчезновению ГАЭ. В то же время утренний всплеск сигналов ГАЭ 18 декабря был обусловлен зоной положительных значений барического инварианта, образовавшихся в связи с усилением антициклона над Тихим океаном. Зона деформации земной коры на короткое время «подошла» к пункту измерений своей северной частью, что и обусловило утренний всплеск сигналов ГАЭ. В дальнейшем зона деформации земной коры прошла над точкой $52, 97^{\circ}$ СШ, $159, 80^{\circ}$ ВД, инициировав землетрясение в 11 часов 9 минут.

Влияние атмосферных процессов на **деформационные колебания земной коры, вариации поверхностной температуры, земной коры и эксгаляции радона** также подробно рассмотрены в докладе.

Оценка степени взаимосвязи вариаций атмосферного давления и наклонами земной поверхности показала значимую корреляцию между данными процессами в диапазоне от 10 до 2 суток [12]. Функция когерентности вариаций атмосферного давления и наклонов земной поверхности отчетливо выделяет периоды 8 и 4 суток [12], что является характерным интервалом времени для элементарного синоптического процесса и естественного синоптического периода.

Исследования атмосферных процессов с данными о наклонах земной поверхности показали результаты подобные исследованиям с измерениями ГАЭ. Выявлено, что пространственная ориентация атмосферных вихрей разного знача определяет величину нагрузки на земную кору, а время прохождения нулевой линии барического инварианта через эпицентр землетрясения совпадает со временем косейсмического скачка деформации. Выявлено, что направление косейсмического скачка соответствует направлению барического градиента. Величина барометрического наклона, т.е. величина интенсивности отклика на вариации атмосферного давления, определяется механическими свойствами земной коры и величинами атмосферных градиентов. Направления деформаций земной коры зависит от пространствен-

ной изменчивости атмосферной циркуляции, которая усиливает или ослабляет напряжение на земную кору [1, 9, 10]. Полученные результаты созвучны с выводами работы [12] - «пространственная анизотропия геоблоков, складчатых структур, разломов и разрывных нарушений, приводящая к росту деформаций и возникновению землетрясений зависит от барометрического наклона».

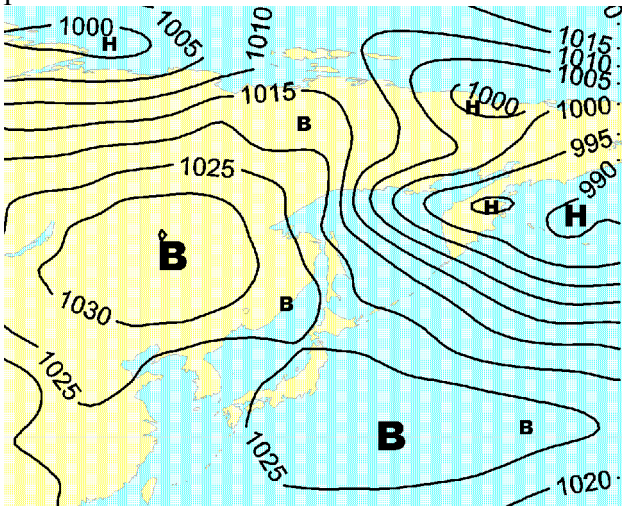


Рис.2. Барическое поле за 15 декабря 2002 г.

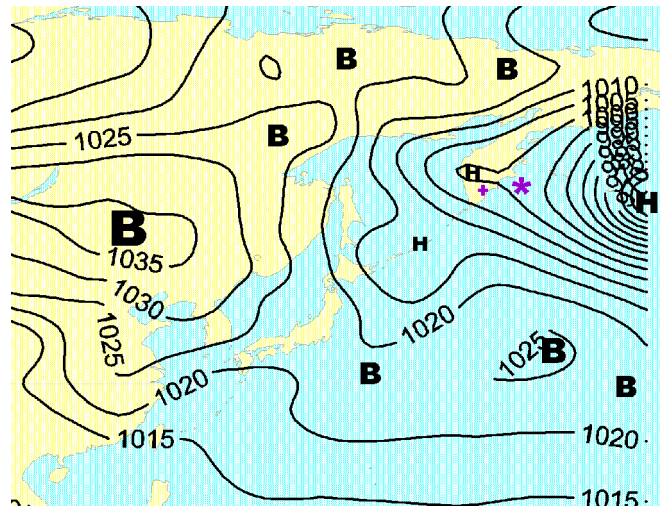


Рис.3. Барическое поле за 18 декабря 2002 г.

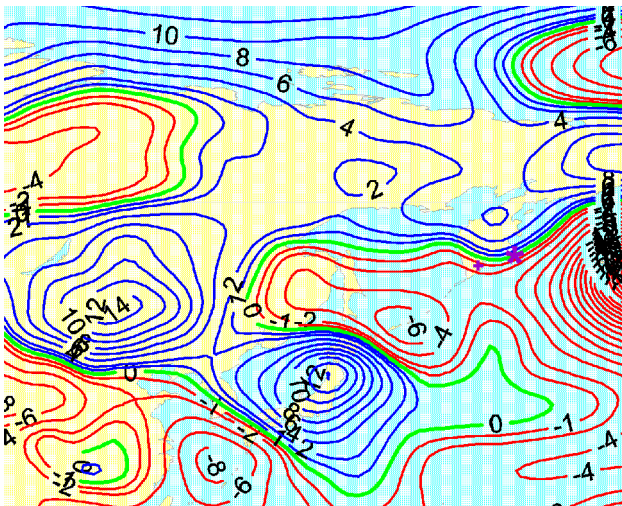


Рис.4. Поле барического инварианта
17 декабря 2002 года

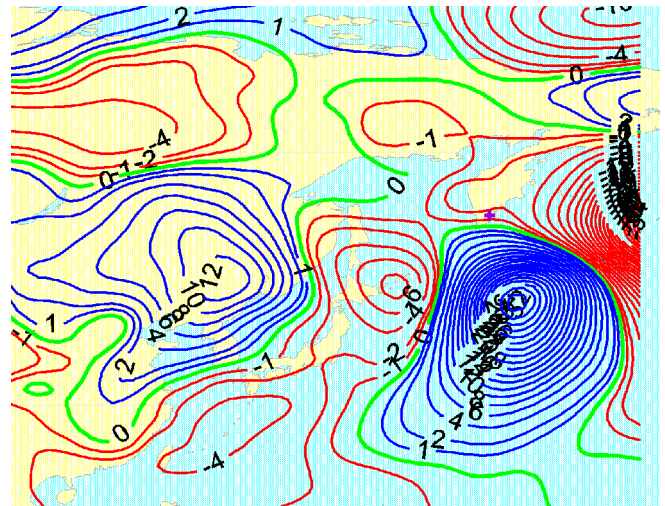


Рис.5. Поле барического инварианта
18 декабря 2002 года

Аналогичные исследования были проведены по наблюдениям за тепловыми аномалиями. Результаты убедительно показали, что барические деформации сжатия или растяжения в зависимости от реологии и расположения разломов приводят к возникновению тепловых аномалий в местах разломов и зонах крупных тектонических нарушений.

Информация по измерению радона и торона, а также демографам на полигоне Северного Тянь-Шаня опубликована в работах Института геофизики УрО РАН [11]. Анализ этих временных измерений указал на четкое соответствие изменчивости атмосферного давления, с увеличением деформации земной коры как с запада на восток, так и с севера на юг, а также эксгаляции радона и торона. В этот период, во второй половине 4 декабря, произошло сейсмическое событие с магнитудой около $M \approx 4$. Данному землетрясению предшествовало характерное увеличение концентрации почвенного радона, но событие произошло уже на спаде концентрации Rn во времени. Указанный факт позволяет сделать вывод о бесперспективности использования, как тепловых аномалий, так и выхода радона при краткосрочном прогно-

зировании землетрясений, поскольку визуально определить момент землетрясения по графикам их измерений нельзя. Данные геофизические измерения могут выполнить предназначенную им прогностическую роль только в случае совместного использования прогностических метеорологических данных.

Влияние метеорологических аномалий распространяется на значительные глубины земной коры, достигающие нескольких километров и возможно больше. Поэтому эпицентры землетрясений, инициируемые атмосферной циркуляцией, могут располагаться как в осадочном чехле, так и в кристаллическом фундаменте [4, 5]. Глубина влияния атмосферной циркуляции на геодинамические процессы в земной коре была определена экспериментально. В 1994 году Институтом геофизики УрО РАН была установлена связь вариаций атмосферного давления во времени и геоакустических шумов, регистрируемых до глубины около 4,5 километров (забой) в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 [5].

Результаты исследований позволяют сделать вывод о влиянии изменения атмосферного давления на процесс образования геофизических предвестников расположенных на глубинах до нескольких километров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боков В.Н. Изменчивость атмосферной циркуляции – инициатор сильных землетрясений. // Известия РГО РАН. –2003. - т.135. - вып.6.- с. 54 – 65.
2. Боков В.Н., Воробьев В.Н. О связи сильных землетрясений с атмосферной циркуляцией в сезонном и межгодовом диапазонах изменчивости // Сборник трудов конференции «Юбилейные Чтения памяти А.Л.Чижевского, посвященные 110–летию ученого» 27-30 ноября 2007. -Санкт-Петербург, изд. Политех. Университета. - 2007. - с.51-56.
3. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью. // Вулканология и сейсмология. – 2006. - №1, с.52-67.
4. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. - 2005. - Т. 8. - № 1. - с. 5-14.
5. Гуляев А.Н. и др. Динамика напряженного состояния среды в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Глубинное строение и развитие Урала: Материалы науч.-произв. конфер., посвященной 50-летию Баженовской геофиз. экспедиции. - Екатеринбург: Наука. – 1996.
6. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. -2005. -№ 5. - с. 45–59.
7. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности. // Наведенная сейсмичность. - М.: Наука. 1994. - С. 5–15.
8. Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды // Вулканология и сейсмология. - 1997. - № 4. - С. 73–83.
9. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли.- СПб: Гидрометиздат, 2002. – 360 с.
10. Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 100 с.
11. Уткин В.И., Юрков А.К. Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясения // Докл. РАН, 1998. - Т.358. - №5. - с.675-680.
12. Широков И.А., Анохина К.М. О связи пространственно-временных вариаций наклонов земной поверхности с вариациями атмосферного давления // Физика Земли – 2003. - № 1. - с.84-87.
13. Kalnay T. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1996. vol.77. pp. 437-471.

УДК 550.834

ИНТЕРФЕРЕНЦИОННЫЙ СПОСОБ ЛОКАЛИЗАЦИИ ДИФРАКТОРОВ В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

В.И. Бондарев, С.М. Крылатков, И.А. Курашов

ГОУ ВПО «Уральский государственный горный университет», Екатеринбург, Россия

Современный уровень требований к эффективности сейсмической разведки весьма высок и продолжает неуклонно расти. Построение только структурных планов по целевым горизонтам в настоящее время уже недостаточно для решения всех задач, которые ставятся перед сейсморазведчиками. Например, для составления планов разработки месторождения важно знание местоположения зон дробления, повышенной пористости и проницаемости. Сколько-нибудь уверенное выделение таких областей геологической среды по данным сейсморазведочных исследований требует проведения специальной обработки полевых материалов. Одним из перспективных направлений обнаружения упомянутых зон является обнаружение, выделение и анализ дифрагированных и рассеянных компонент волнового поля на сейсмических записях. В настоящее время это направление начинает усиленно развиваться. Поэтому разработка новых, эффективных приемов обнаружения и выделения в регистрируемом волновом поле объектов дифракции представляется достаточно актуальной, важной и интересной проблемой [1].

Ранее в работе [2] нами были рассмотрены задачи получения новых сейсмических изображений на основе использования переменных углов видения отражающих границ.

В данной статье рассматривается принципиально другой подход к получению изображений среды - подход на основе дифракционных преобразований.

Рассмотрим ситуацию, когда в нижнем полупространстве на фоне непрерывного и плавного изменения упругих свойств среды произвольным образом расположены локальные области неоднородностей упругих характеристик, например, области резкого перепада акустической жесткости $\Delta(\rho V)$, где ρ и V – соответственно плотность и скорость распространения упругих волн в среде. Эти локальные, малые по размерам по сравнению со средней длиной волны, области резких неоднородностей сейсмических параметров можно с некоторой степенью приближения уподобить дифракторам – точечным рассеивателям сейсмической энергии. Такие неоднородности в геологической среде могут быть распределены случайным образом, и они являются индикаторами различных, ранее протекавших в среде геологических процессов. Если такие дифракторы определенным образом упорядочены в среде в окрестностях каких-либо поверхностей, то их совокупность принято называть сейсмическими границами.

Во всех случаях определение истинного местоположения в среде как отдельных дифракторов, так и их упорядоченной совокупности, представляет собой важнейшую задачу сейсморазведки. Ниже нами предлагается новый подход к задаче их локализации на базе использования стандартных данных МОГТ.

Пусть в какой-либо части сейсморазведочного профиля получена совокупность сейсмограмм МОГТ. Для каждой такой сейсмограммы введем локальную систему координат. Будем считать, что начало этой системы координат совпадает с общей расчетной точкой (ОРТ), а пункт возбуждения (ПВ) и пункт приема (ПП) колебаний относительно начала координат расположены симметрично. Выберем из набора сейсмограмм МОГТ те трассы, для которых удаление «источник-приемник» трасс фиксировано и равно l . Такую совокупность трасс по профилю принято называть временным разрезом равного удаления (РУ). Простоты ради рассмотрим ситуацию, когда выполняются профильные работы МОГТ, что соответствует 2D сейсмическим наблюдениям. Вначале будем использовать простейшую модель среды – модель однородного полупространства, скорость распространения упругих волн в котором равна V . Место расположения изолированного дифрактора в среде (локальной области резкого перепада акустической жесткости $\Delta(\rho V)$) охарактеризуем координатами x_D и z_D .

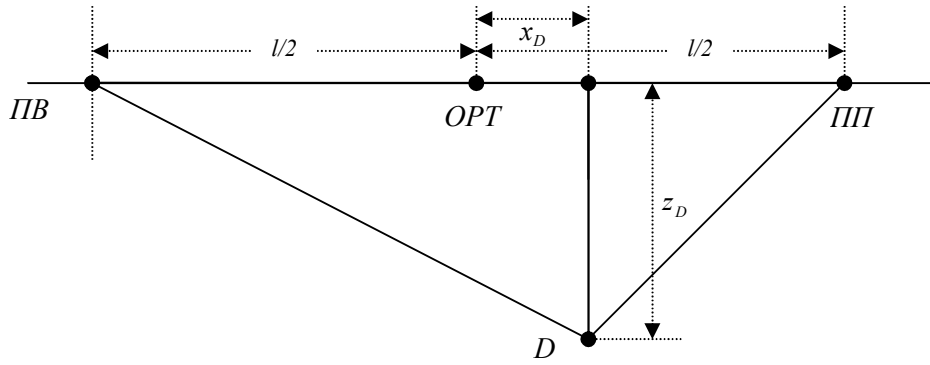


Рис.1. Схема используемой модели среды

Очевидно, что время пробега волны из ПВ $(-l/2;0)$ до дифрактора $D(x_D; z_D)$ и от него к приемнику ПП $(l/2;0)$ выражается уравнением, содержащим два квадратных корня (известное в сейсмической литературе уравнение double square root [3])

$$t = \frac{\sqrt{\left(\frac{l}{2} + x_D\right)^2 + z_D^2}}{V} + \frac{\sqrt{\left(\frac{l}{2} - x_D\right)^2 + z_D^2}}{V}, \quad (1)$$

Новизной предлагаемого нами подхода к анализу волнового поля является то, что предлагается использовать это уравнение не для расчетов годографов дифрагированных волн с целью последующего суммирования амплитуд сейсмических сигналов в вершине квазигиперболы (способы ДМО), а непосредственно для нахождения трассы временного разреза, соответствующей имеющемуся в разрезе дифрактору.

$$t_0 = \frac{2z_D}{V}, \quad (2)$$

Если возвести уравнение (1) дважды в квадрат и выполнить достаточно громоздкие математические преобразования, то получим следующее уравнение для определения времени t_0 , соответствующего положению дифрактора на нуль-офсетном временном разрезе

$$t_0 = t_i \cdot \sqrt{\left(1 - \frac{l^2}{V^2 t_i^2}\right) \left(1 - \frac{4u^2}{V^2 t_i^2}\right)}, \quad (3)$$

где t_i - текущее время на трассе РУ, l - удаление «источник-приемник», $u = x - x_D$ - относительное удаление расчетной трассы от эпицентра дифрактора.

Если к этой формуле (3) добавить очевидное соотношение для амплитуд

$$A[t_0(x_D)] = A[t_i(x)], \quad (4)$$

то приведенная формула становится амплитудно-временным оператором преобразования любой трассы разреза РУ, в трассу нового временного разреза t_0 .

Преобразование одной трассы РУ на некоторый набор пикетов профиля МОГТ не может однозначно локализовать местоположение дифрактора. Для такой локализации нужно на каждый пикет профиля трансформировать с помощью предложенного оператора достаточно большую совокупность трасс РУ из ближайшего окружения предполагаемого дифрактора. В результате последовательного выполнения такой операции по профилю на каждом пикете профиля мы будем иметь множество трансформированных трасс. Интерференция таких серий трасс на пикетах позволяет построить преобразованный временной разрез. При этом конструктивная интерференция покажет фактическое наличие дифракторов на том или ином пикете профиля. На тех же пикетах (или частях трассы), где отсутствуют дифракторы в

результате деструктивной интерференции множества трасс (элементов трасс) будет фиксироваться лишь слабый интерференционный шум. Таким образом, предлагаемый алгоритм позволяет преобразовать исходные разрезы РУ в разрез t_0 , на котором правильно локализованы дифракторы – области акустической неоднородности среды.

Авторами выполнялось опробование предложенного алгоритма трансформации временных разрезов РУ в разрез t_0 на основе численного моделирования. Для моделирования использовался программный пакет *MatLAB*. На рис.2а, 3а, 4а изображены смоделированные синтетические временные разрезы РУ одного, трех и четырех дифракторов в однородном полупространстве. На рис. 2б, 3б, 4б показаны результаты трансформации соответствующих разрезов РУ с помощью оператора (4) во временные разрезы t_0 .

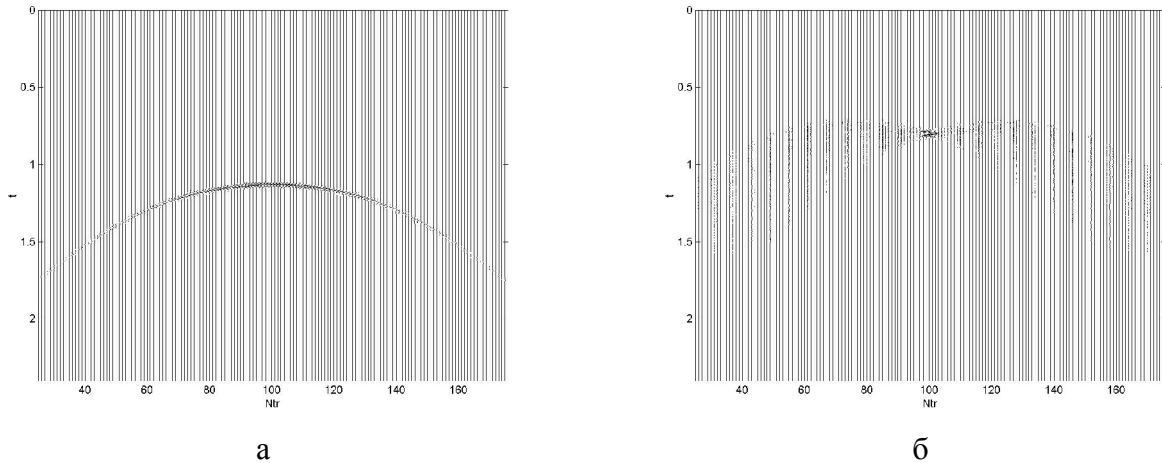


Рис.2. Синтетический временной разрез равного удаления при наличии в среде одного дифрактора – а и результат его трансформации в разрез t_0 - б (удаление взрыв-прибор составляет 2000 м, глубина до дифрактора 1000 м, скорость в среде принята постоянной и равна 2500 м/с)

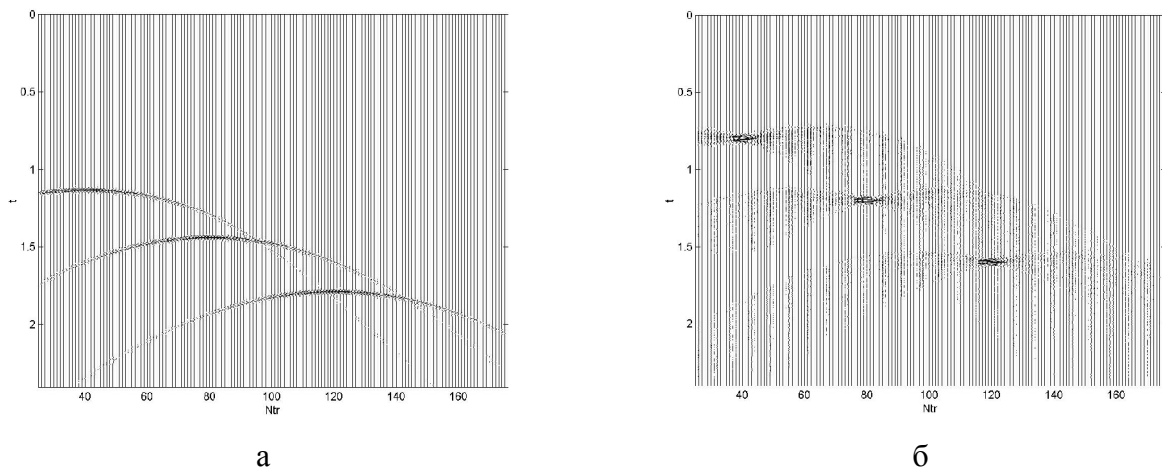


Рис.3. Синтетический временной разрез равного удаления при наличии в среде трех дифракторов – а и результат его трансформации в разрез t_0 - б (удаление взрыв-прибор составляет 2000 м, глубины до дифракторов 1000-2000 м, скорость в среде принята постоянной и равна 2500 м/с)

На рис.5а, 6а также изображены синтетические временные разрезы РУ. Они соответствуют совокупности дифракторов, расположенных с разной пространственной плотностью вдоль линии - “границы” в однородной среде. На рис. 5б, 6б показаны результаты трансформации соответствующих разрезов РУ с помощью оператора (4) во временные разрезы t_0 .

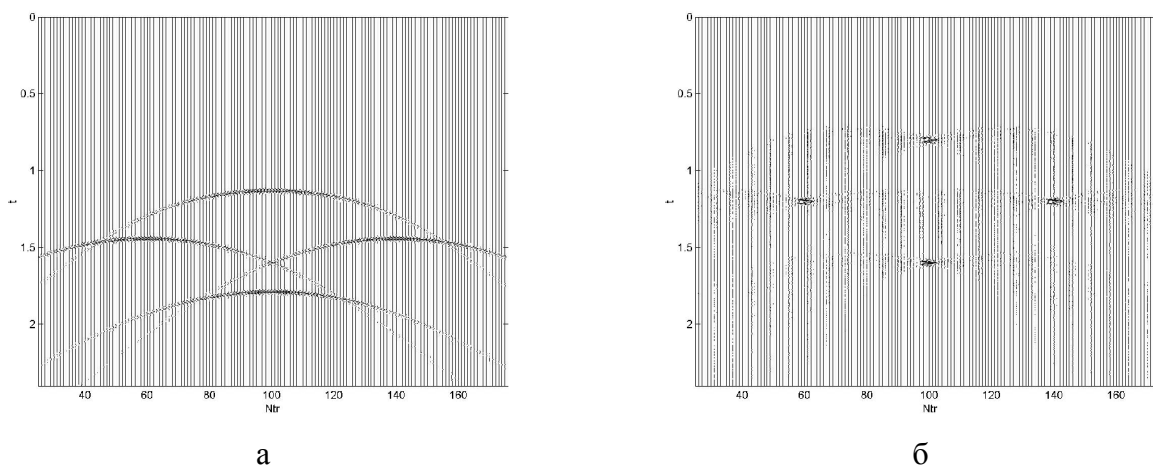


Рис.4. Синтетический временной разрез равного удаления при наличии в среде четырех дифракторов – а и результат его трансформации в разрез t_0 - б (удаление взрыв-прибор составляет 2000 м, глубины до дифракторов 1000-2000 м, скорость в среде принята постоянной и равна 2500 м/с)

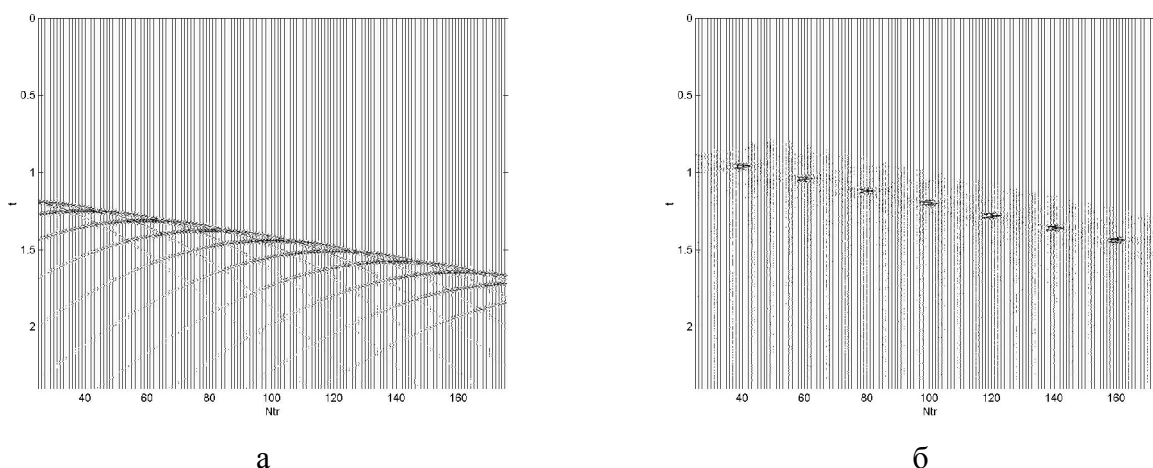


Рис.5. Синтетический временной разрез равного удаления при наличии в среде линейно расположенной группы дифракторов – а и результат его трансформации в разрез t_0 - б (удаление взрыв-прибор составляет 2000 м, шаг между дифракторами по горизонтали 500 м, скорость в среде принята постоянной и равна 2500 м/с)

При моделировании учитывалось изменение амплитуды волны вследствие геометрического расхождения фронта. Результаты моделирования показывают высокую точность пространственной локализации дифрагирующих объектов на получаемых с помощью подобной трансформации сейсмических изображениях.

Изучение характера распределения шумов при выполнении подобного преобразования показывает, что шумы имеют интерференционную природу и относительно низкий уровень. Но, тем не менее, необходимы специальные мероприятия, которые могут быть выполнены как после получения результатов трансформации (это могут быть, например, различные фильтрации), так и в процессе трансформации (модернизация алгоритма пересчета трасс).

Одним из нежелательных эффектов, к которому могут привести трансформации разрезов РУ в разрезы t_0 является растяжение трасс ($\Delta t_0 / \Delta t > 1$). Для устранения причин появления такого рода шума нами рекомендуется выполнять пересчет трасс, лишь до тех пор, пока растяжение остается меньше заданного значения, например 1.5.

Рассмотрены также особенности выполнения предложенного алгоритма выделения дифракторов в ближней и дальней зонах волнового поля.

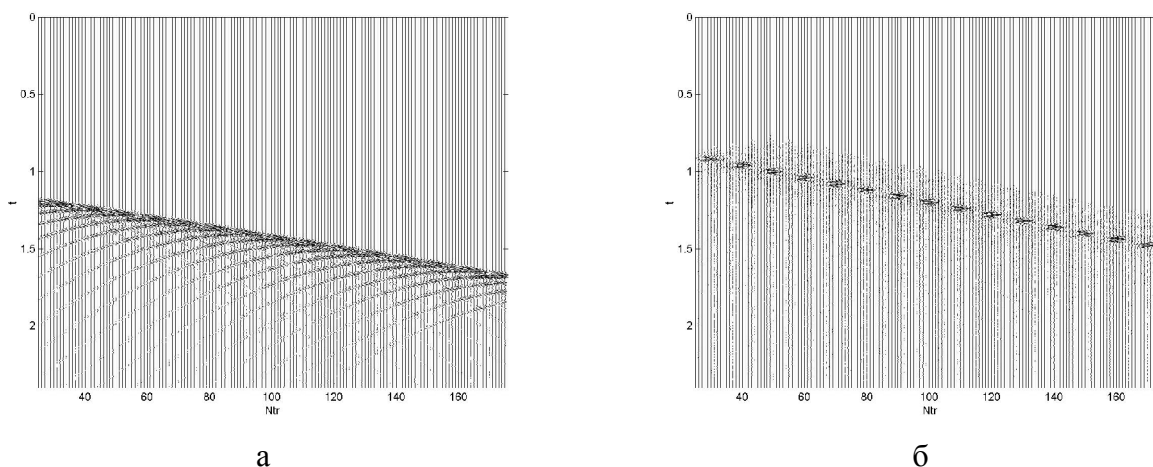


Рис.6. Синтетический временной разрез равного удаления при наличии в среде линейно расположенной группы дифракторов – а и результат его трансформации в разрез t_0 - б (удаление взрыв-прибор составляет 2000 м, шаг между дифракторами по горизонтали 250 м, скорость в среде принята постоянной и равна 2500 м/с)

В целом, подводя итог выполненного исследования, авторы считают, что дифракционное преобразование сейсмических разрезов равного удаления на основе уравнения двойного квадратного корня обладает достаточной точностью, помехоустойчивостью, просто в реализации, легко может быть встроены в системы обработки сейсмических данных.

Авторы считают возможным применение такого подхода и для более сложных моделей среды (с плавно изменяющейся по вертикали, горизонтали или в произвольном направлении эффективной скоростью) и при использовании сейсмических данных МОГТ при реализации пространственных систем наблюдений (в сейсморазведке 3D).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарев В.И. Сейсморазведка / В.И. Бондарев. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 690 с.
2. Бондарев В.И. Новые технологии анализа данных сейсморазведки / В.И. Бондарев, С.М. Крылатков. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. – 206 с.
3. Клаербоут Д.Ф. Сейсмические изображение земных недр / Д.Ф. Клаербоут. – М.: Недра, 1989. – 406 с.

УДК 550.858.5:551.72:551.732:571.6

Геокинематика Сибирской, Амурской и Северо-Китайской плит в фанерозое: палеомагнитный аспект

Ю.С. Бретштейн, yurybr2007@yandex.ru

Институт Тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия)

Геодинамические построения, основанные на анализе результатов геолого-геофизических исследований, могут быть существенно уточнены с помощью палеомагнитных данных, позволяющих проследить кинематические трансформации отдельных геоблоков в пространстве и времени. Использование палеомагнитных параметров дает возможность оценить мерой и числом величину соответствующих угловых разворотов и широтных смещений литосферных плит и тектоно-стратиграфических террейнов друг относительно друга на протяжении различных периодов геологической истории.

За минувшее десятилетие проводилось палеомагнитное изучение терригенно-метаморфогенных комплексов протерозоя и фанерозоя на юге Дальнего Востока России в пределах Амурской плиты (АП) [1-5], отождествляемой с центральной и восточной частями Цен-

трально-Азиатского орогенного пояса, располагающейся между Сибирским (СП) и Северо-Китайским или Сино-Корейским (СКП) кратонами (рис. 1).

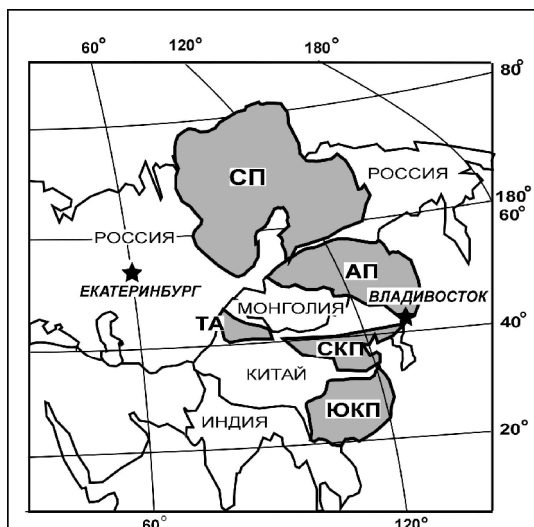


Рис. 1. Схема расположения основных литосферных плит: СП – Сибирская, AP – Амурская, СКП – Северо-Китайская, ТА – Таримская, ЮКП – Южно-Китайская.

В настоящее время считается общепризнанным, что литосферная плита Палеоазиатского океана включала микроконтиненты и террейны гондванского происхождения, амальгамация части которых на протяжении среднего-позднего палеозоя сформировала Амурскую плиту, которая в процессе позднеюрской меловой коллизии Северо-Китайского континента с Сибирской плитой и протерозойскими террейнами ее внешнего обрамления «участвовала» в образовании суперконтинета Евразии [6-8].

Амурская плита формировалась на протяжении всего фанерозоя как система разнонаправленных орогенных поясов, сложенных коллажами тектоно-стратиграфических террейнов различного возраста и генезиса, ранговая номенклатура которых в указанных терминологических категориях у отдельных исследователей несколько различается. Выделены [9-11] палеозойские и мезозойские орогенные пояса – Даурский, Аргунский, Бурей-Ханкайский, Монголо-Охотский и Солонкерский, в составе которых нами изучались породы Агинского, Аргунского, Ольдойского, Хингано-Буреинского, Ниланского, Галамского, Малохинганского Матвеевско-Нахимовского, Кабаргинского, Спасского, Сергеевского и Лаоэлин-Гродековско-го террейнов, а также вулканогенно-осадочные породы Синегорско-Черниговской зоны постколлизии комплексов (т. н. «дива-впадины»).

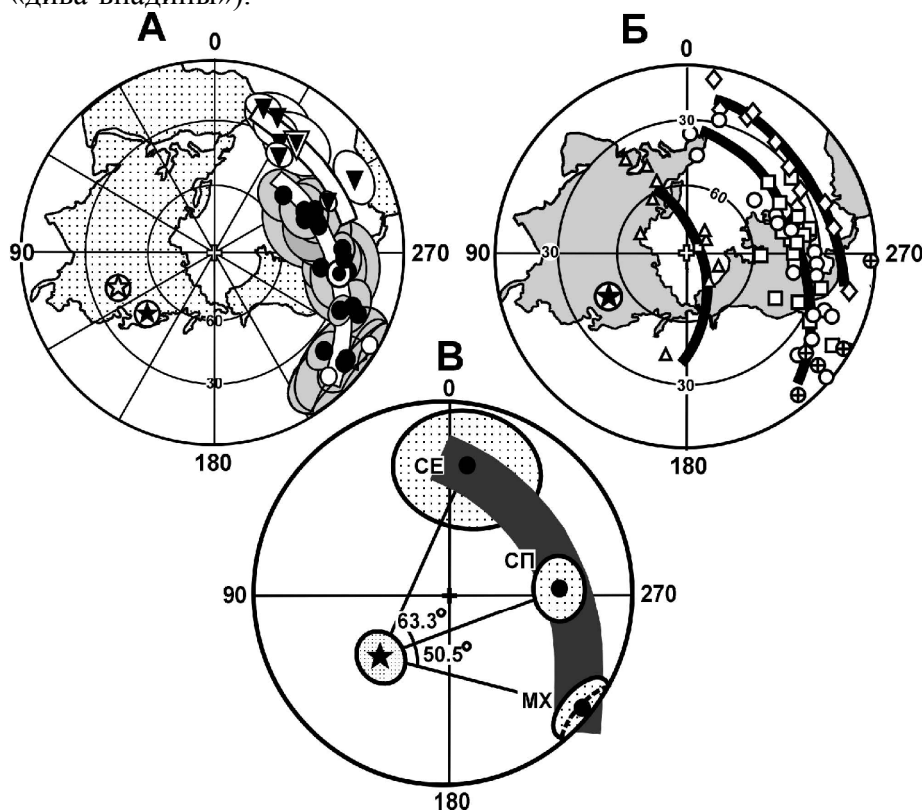


Рис. 2. Распределение позиций палеомагнитного полюса (А-В). А – кембрийские палеополюсы для AP (кружки) и СКП (треугольники); двоянные контуры – средние позиции палеополюса; залитая (полая) звездочки – среднее географическое расположение мест отбора образцов для AP (СКП). Б – юрские (треугольники), протерозойские (квадраты), кембрийские (кружки) и карбоновые (ромбики) позиции палеополюса для AP (кружки с крестиком внутри – позиции в южном полушарии); дугообразные утолщенные линии – усредненные траектории, отражающие вращения геоблоков AP; залитая (полая) звездочки – среднее географическое местоположение района исследо-

разные утолщенные линии – усредненные траектории, отражающие вращения геоблоков AP; залитая (полая) звездочки – среднее географическое местоположение района исследо-

ваний в России (Китае). В – схема угловых «разворотов» кембрийских полюсов (с овалами доверия) друг относительно друга для террейнов: СЕ – Сергеевского, СП – Спасского, МХ – Малохинганского.

Как видно из рис. 2_А, при сравнении позиций кембрийского полюса для АП [1, 2] и СКП [12, 13], наблюдается их отчетливый разброс по склонению вдоль дуг малого круга с центрами вращения, приблизительно совпадающими с районами исследований. Это, по всей видимости, является следствием того, что рассматриваемые геоблоки, относимые к АП, будучи расположенными на стыке Сибирской и Северо-Китайской плит и находясь в зоне их «влияния» (взаимодействия), имели сложный характер движений между этими смежными плитами, которые также подвергались разнонаправленным дифференцированным вращениям [4, 14]. Это подтверждается результатами палеомагнитных исследований, проведенных в предыдущие годы и на других объектах дальневосточного региона, где также зафиксированы разнонаправленные развороты отдельных внутриплитных геоблоков протерозойских, каменноугольных и юрских пород, амальгамировавшихся к концу мезозоя в составе единой Амурской плиты (рис. 2_Б). В целом, отмечена близость траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) для АП и СКП, при этом юрские позиции палеомагнитного полюса располагаются ближе к мезозойскому участку ТКДП для Северо-Китайской плиты и больше отличаются от юрских полюсов, имеющих для Сибири [4].

Наблюдаемую картину расположения палеополюсов на сфере можно интерпретировать, как повороты геоблоков террейнов друг относительно друга в позднемезозойское-раннекайнозойское время при перманентных лево- и правосторонних сдвиговых смещениях в пределах системы региональных разломных зон, широко развитых и «обрамлявших» образовавшиеся «вторичные» блоки и наложенные депрессионные структуры (рис. 2_В, 3). Этот процесс мог сопутствовать различным фазам кайнозойского рифтинга, ассоциируемого с западной субдукцией Тихоокеанской плиты под Азиатский континент в кайнозое [16-18].

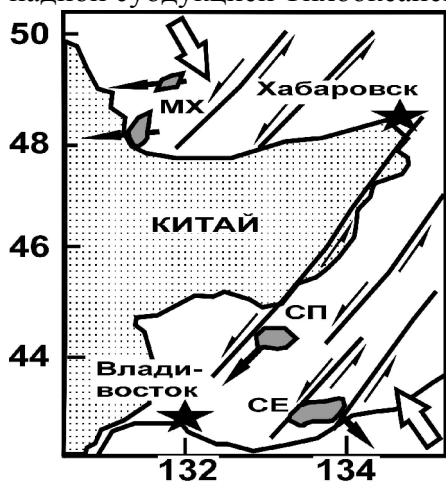
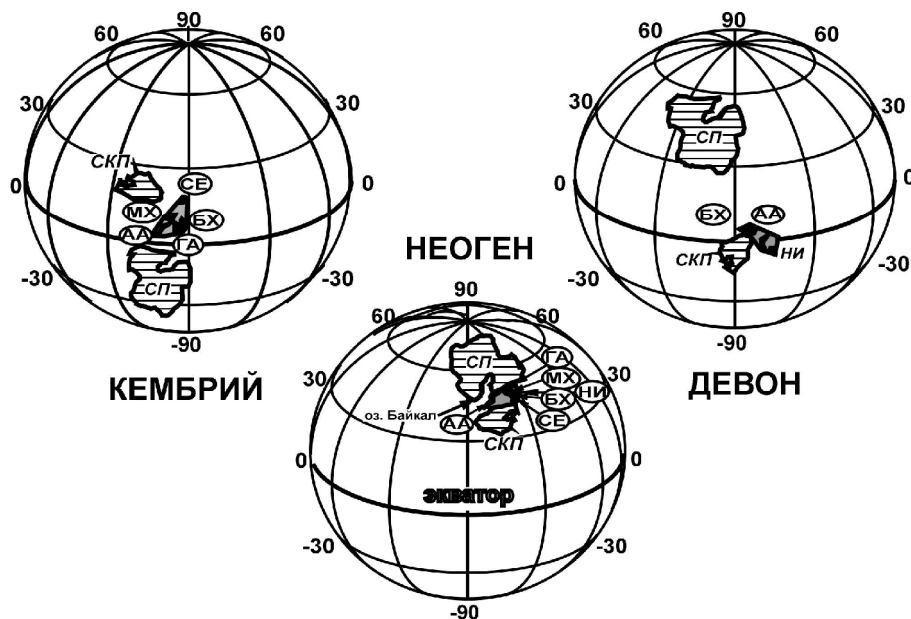


Рис. 3. Схема взаимосвязи вращения геоблоков (террейнов СЕ, СП, МХ) и разломно-сдвиговой тектоники: полые стрелки – направления регионального тектонического сжатия при движении Тихоокеанской и Сибирской плит, заштрихованные стрелки – средние направления склонения вектора выделенной характеристической компоненты намагниченности (ChRM), тонкие стрелки – направления сдвигов по разломам.

Рис. 4. Палинспастическая реконструкция возможного взаимного расположения геоблоков АП, СП и СКП (с произвольной минимизацией долготного разброса). Террейны (черные маленькие контуры): АА – Агинский и Аргунский, БХ – Бурей-Ханкайский супертеррейн, МХ – Малохинганский, НИ – Ниланский, ГА – Галамский, СЕ – Сергеевский. Контур АП дан в условных обобщенных границах (заштрихован).



Оценка смещений и вращений отдельных геоблоков друг относительно друга, указывает на отсутствие статистически значимого широтного дрейфа большинства геологических объектов Амурской плиты, сложенных девонскими и юрскими осадками (см. рис.5 и таблицу ниже) относительно Северо-Китайской плиты и фиксирует значимые смещения по отношению к Сибирской плите.

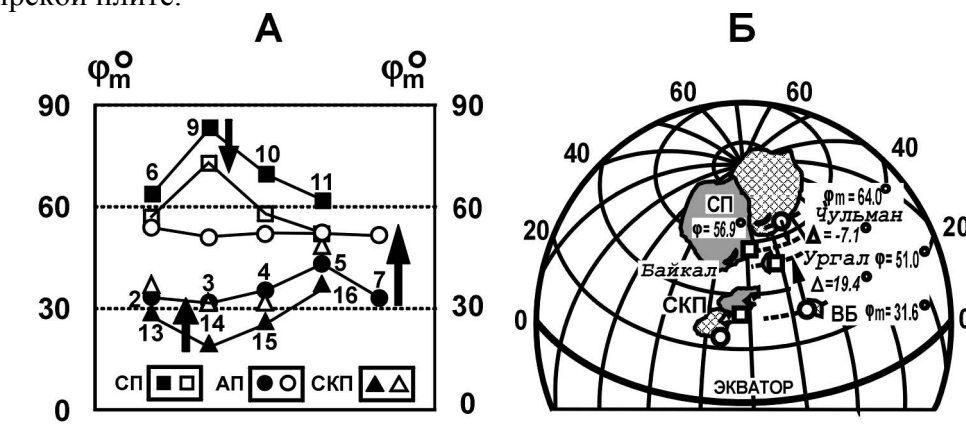


Рис. 5. Сравнение палеоширотных позиции наложенных осадочных депрессий Амурской и Сибирской плит. А - палеоширотные позиции объектов исследований в средней-поздней юре (в настоящее время) – залитые (полые) значки; цифры у значков – порядковые номера объектов из таблицы 1 в работе [4]; стрелками показано направление смещения геоблоков (плит). Б - палинспастическая реконструкция взаимного расположения Верхне-Буреинской (ВБ) депрессии Амурской плиты, Чульманской депрессии Сибирской плиты - СП) и Северо-Китайской плиты –СКП (из работы [4]). Затумшеванными контурами (крапом) обозначены позиции СП, ВБ и СКП в настоящее (среднеюрское) время, полыми квадратами (кружками) - современные (юрские) позиции изученных разрезов для Ургала (ВБ) и Чульмана (СП) - соответственно №№ 3 и 6 таблицы 1 [4], а также усредненные - для средне-позднеюрских реферативных данных по СКП (№№ 14-16 таблицы 1 [4]); стрелками показано широтное смещение геоблоков Верхне-Буреинской и Чульманской наложенных впадин относительно друг друга с юры по настоящее время.

Таблица СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ЮРСКИХ ПОРОД АМУРСКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-КИТАЙСКОЙ ПЛИТ

Район	λ	φ	φ_m	Λ	Φ	A_{95}	F	ΔF	R	ΔR
АМУРСКАЯ ПЛИТА										
Среднее для 5 районов (№ 2-5, 7 таб. 1 [4])	123.9	52.2	38.5	349.1	72.4	19.7	$\frac{4.6^*}{35.2}$	$\frac{15.0^*}{18.0}$	$\frac{38.9}{28.7^*}$	$\frac{20.1}{46.5^*}$
СИБИРСКАЯ ПЛИТА										
Среднее для 5 районов (№№ 6, 8 - 11 таб. 1 [4])	123.8	62.5	82.9	133.9	68.3	16.8	$\frac{-31.6}{-}$	$\frac{13.0}{-}$	$\frac{3.5^*}{-}$	$\frac{99.6^*}{-}$
СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ ПЛИТА										
Среднее для 3 районов (№№ 14-16 таб. 1 [4])	117.2	37.2	27.8	234.4	72.4	7.7	$\frac{-}{30.2}$	$\frac{-}{12.2}$	$\frac{-}{6.3^*}$	$\frac{-}{23.9^*}$

ПРИМЕЧАНИЕ: λ , φ – средние координаты района; φ_m , Λ , Φ (A_{95}) - геомагнитная широта (палеоширота) района, долгота, широта (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности $p=0.95$; F- смещение геоблоков по широте, пересчитанное из координат юрского полюса кратона - СКП или СП (цифры соответственно в числителе или знаменателе); знак (+) или (-) означает смещение рассчитанной позиции (φ_m) относительно полученной север-

нее или южнее (в предположении тектонической общности сравниваемых депрессий и кратонов); R - угол вращения геоблоков; (ΔF) , (ΔR) – доверительные интервалы (стандартные угловые отклонения) для уровня вероятности $1-p = 0.95$. Статистически незначимые величины параметров F (ΔF) и R (ΔR) показаны курсивом со звездочкой.

Полученные палеомагнитные данные по мезозою дают основание предполагать, что в средне-позднеюрское время наложенные депрессии Амурской плиты в палеогеографическом отношении представляли собой пассивную континентальную окраину Северо-Китайской плиты, отделенную на несколько тысяч километров от Сибирской плиты озерно-континентальными остаточными бассейнами и мелководными заливами Палеоазиатского океана и/либо это расстояние, в целом, характеризует общую величину сокращения (скупивания) коры при коллизии и аккреции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bretshtein Y. S. Klimova A. V. Paleomagnetism of rocks in the Phanerozoic Terrains of southeast Russia: Comparison with data for the North China Platform: A review. Russian Journal of Earth Sciences, Vol. 7, No. 1, February 2005.
2. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц юга Дальнего Востока // В кн. «Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России». Владивосток, Дальнаука, 2006, СС. 206-225.
3. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физика Земли, 2007, № 10, СС. 95-109.
4. Бретштейн Ю.С. Петро-, палеомагнитное изучение юрских осадочных пород Юго-Востока России // Физика Земли, 2009, № 6, СС. 1-12.
5. Kravchinsky V. A., J.-P. Cogne, W. P. Harbert, Kuzmin M. I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int., 2002, v. 148, pp. 34-57.
6. Малышев Ю. Ф., Подгорный В. Я., Шевченко Б. Ф., Романовский Н. П., Каплун В. Б., Горнов П. Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 2. СС. 3-17.
7. Гатинский Ю. Г., Рундквист Д. В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника бло-ков // Геотектоника. 2004. № 1. СС. 3-20.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, Кн.1, 328с., кн.2, 336с.
9. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН. 297 с.
10. Натальин Б.А., Фор М.. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. - 1991. – № 6. СС. 3 - 23.
11. Парфенов Л.М., Берзин Н. А., Ханчук А. И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. СС. 7-41.
12. Изосов Л.А. Среднепалеозойские формации и тектоника Япономорского региона. // Дальнаука, 2002, 277с.
13. Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., *et.al.* New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics, 1990, NO 181, pp.43-81.
14. Huang B. C., Yang Z. Y., Otofujii Yo-ichiro, Zhu R. X. Early Palaeozoic palaeomagnetic poles from the western part of the North China block and their implications. Tectonophysics, 1999, v. 308, pp. 377-402.
15. Бретштейн Ю. С., Гурарий Г. З., Печерский Д. М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. N 4. СС. 41-63.

16. Уткин В.П. Аккреционные и деструкционные типы сдвиговых дислокаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. СС.92-100.
17. Шевченко Б. Ф., Каплун В. Б. Глубинной строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. СС. 16-25.
18. Gilder S.A., Leloup P.H., Courtillot V., Chen Y., et.al. Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data. J. Geoph. Res. 1999, v.104, NO B7, pp. 15365-15390.
19. Zhang K.-J., North and South China collision along the eastern and southern North China margins. // Tectonophysics, 1997, NO 270, pp.145-156.

Первый опыт применения метода приемных функций для изучения строения литосферы Севера Русской плиты

Н.В. Ваганова¹ – тел. (8182)21-56-87, факс (8182)28-76-36, nvag@yandex.ru,

Г.Л. Косарев² – тел. (495)254-94-05, kosarev@ifz.ru

С.И. Орешин² – тел. (495)254-94-05, sergeyi.oreshin@gmail.com

В.И. Французова¹ – тел. (8182)21-55-68, факс (8182)28-76-36, vif@atnet.ru

Ф.Н. Юдахин¹ – тел. (8182)21-57-65, arhsc@mail.ru

Л.П. Винник² – тел. (495)254-93-25

¹Институт Экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, Россия

²Объединенный Институт Физики Земли РАН им. О.Ю.Шмидта, Москва, Россия

В настоящее время уже никого не нужно убеждать в том, что существует динамическое взаимодействие разновозрастных и разномасштабных структур в горно-складчатых областях и прилегающих платформах [1], и в связи с этим, комплексное изучение строения, сейсмичности и тектоники платформ – важнейшая задача современности. Архангельская область, расположенная на севере древней Русской плиты Восточно-Европейской платформы – отличный полигон для такого рода исследований методами сейсмологии. На территории Архангельской области с 2004 года функционирует сеть, состоящая из семи цифровых сейсмических станций, две из которых оснащены широкополосной аппаратурой. Сейсмостанция Климовская (KLM) (60.8563° с.ш., 39.5195° в.д.) оборудована комплектом аппаратуры типа SDAS, разработанной НПП “Геотех+” совместно с Геофизической Службой РАН, и предназначена для проведения региональных и телесеизмических наблюдений в стационарных условиях. Сейсмическая станция Климовская расположена в Коношском районе в самой южной части Архангельской области, вблизи границы с Вологодской областью (рисунок 1).

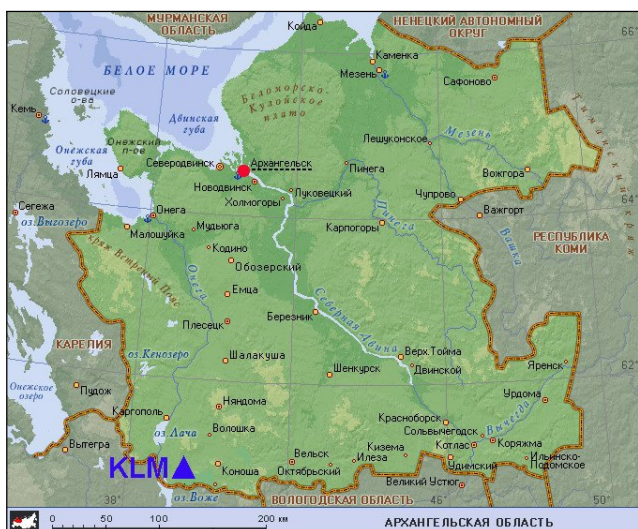


Рисунок 1 – Карта Архангельской области с указанием места расположения широкополосной сейсмостанции Климовская (KLM)

В геологическом строении рассматриваемой территории участвуют два структурных этажа [2]: нижний - дорифейский кристаллический фундамент, сложенный метаморфизованными и сложнодислоцированными образованиями архея - раннего протерозоя, и верхний - осадочный чехол слабо или почти неметаморфизованных и недислоцированных пологозалегающих пород венда, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, включая сплошной относительно мало-мощный покров четвертичных отложений. Основной структурой фундамента первого порядка в районе является Онего-Двинский блок, в котором выделяются структуры более низких порядков, которые различаются составом пород. С запада на восток выделяются (рисунок 2): Воже-Лачский выступ, Бекетовско-Харовский авлакоген, Коношский выступ, и Вагско-Подюгская впадина. Бекето-Харовский авлакоген выделен по совокупности геолого-геофизических данных в верховьях реки Волошка. Структура разбита продольными и поперечными нарушениями на блоки с общим погружением их поверхности на восток. Проникновение разломов в вендско-фанерозойский чехол выразилось в разуплотнении пород (зоны повышенной трещиноватости, дробления, брекчирования, дезинтеграции). Эти зоны явились выводящими каналами для различного рода флюидов.

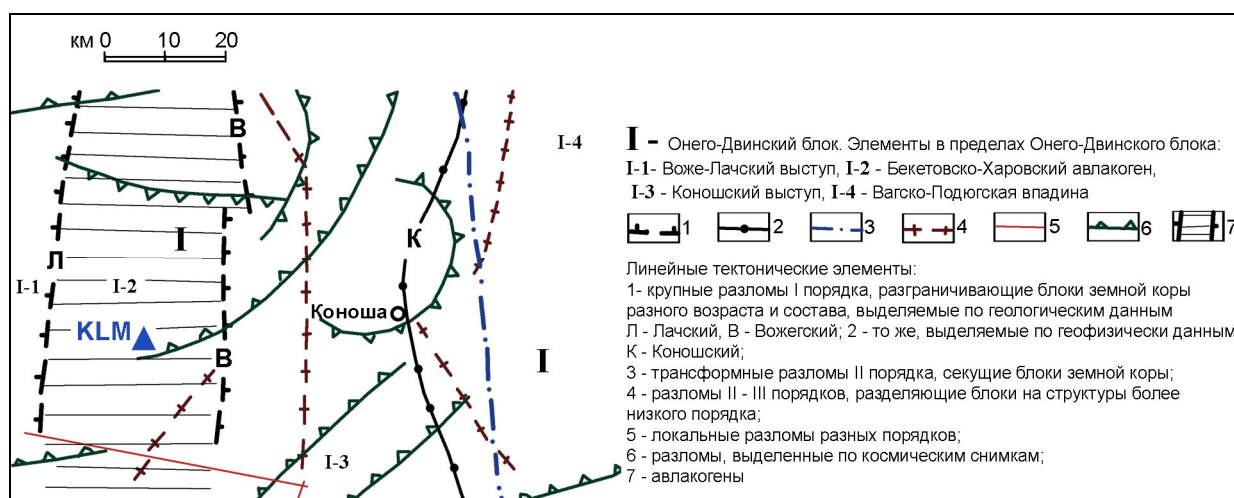


Рисунок 2 – Схема структурно-тектонического районирования фундамента

Граница Мохо в пределах юга Архангельской области залегает на глубине до 40 км [1].

За все время эксплуатации станции KLM, начиная с 2004 года, накоплен большой банк цифровых трехкомпонентных записей далеких землетрясений мира. Далее в данной работе будет описан первый опыт применения метода приемных функций продольных волн для изучения строения литосферы в районе сейсмической станции.

Метод, а вернее, методология приемных функций, хорошо известна и широко применяется в мировой практике. Она аккумулировала в себе все знание человечества о кинематике упругих сейсмических волн. Это целая философия, всю мудрость и красоту которой мы не в силах раскрыть в рамках данной статьи. Подробное изложение методики и ее применение можно найти, например, в [3-6].

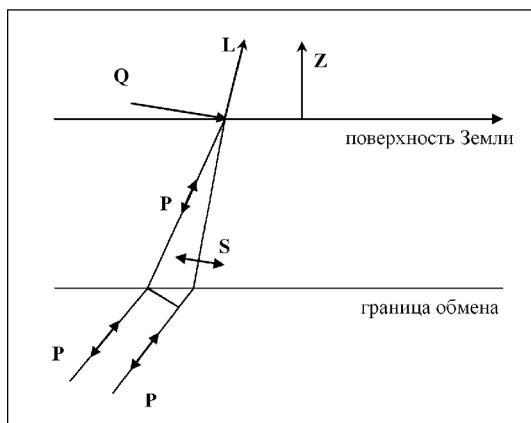


Рисунок 4 – Лучевая схема, иллюстрирующая обмен волны с P на S на границе, характеризующейся скачком скорости. Ось L соответствует поляризации P-волны, ось Q- поляризации обменной волны.

Сущность данного метода заключается в том, что используются обменные волны P_s , преобразованные из P в SV на сейсмических границах, то есть фазы, которые распространяются от источника как продольные, и преобразуются в поперечные SV на границах обмена вблизи сейсмической станции, как показано на рисунке 4.

Следует отметить, что перед практической реализацией метода была проделана большая предварительная работа, связанная с отбором из всей массы записей именно тех, которые отвечают определенным требованиям. Нами были отобраны несколько десятков землетрясений на эпицентральных расстояниях от 30 до 90° , всех азимутальных направлений, с четким вступлением импульсного характера и большим превышением амплитуды первого вступления над шумом. Пространственное распределение эпицентров этих событий показано на рисунке 5.

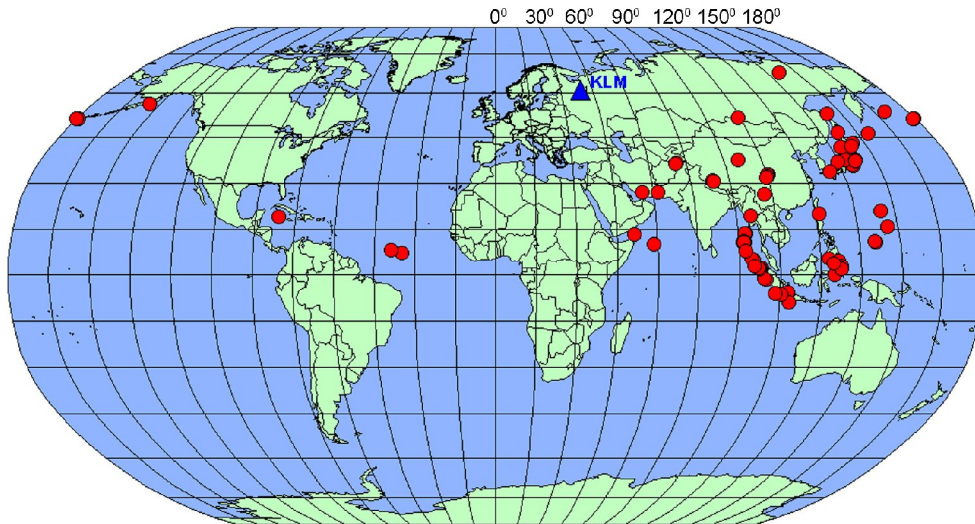


Рисунок 5 – Карта эпицентров событий, принятых к обработке методом приемных функций

Как видно, очаги расположены в традиционно сейсмически активных районах Земного шара и обусловлены естественной сейсмичностью планеты.

Обменные волны P_s входят в состав коды P -волны. Задача состоит в выделении этих фаз на фоне случайных помех и различных регулярных волн. Для этого необходимо знать свойства обменных волн и использовать их в алгоритме обработки исходных сейсмограмм.

Обменная волна P_s вступает на сейсмограмме с некоторым запаздыванием по отношению к главной P волне. Время запаздывания зависит от расстояния между источником и станцией и глубины границы, на которой произошел обмен. При фиксированной глубине обмена время запаздывания волны P_s уменьшается с увеличением расстояния и возрастает с его уменьшением. В рассматриваемом нами диапазоне эпицентральных расстояний от 30 до 90 градусов это время существенно меняется. Например, на глубине в 660 км разница во времени может достигать 10 сек.

Вторым важнейшим свойством обменной P_s волны является различие в поляризации. Обменная волна поляризована в направлении, перпендикулярном поляризации основной P -волны и ее ось поляризации лежит в плоскости, содержащей источник и приемник. Все это справедливо для изотропной среды. Третьим существенным свойством обменных волн является их сходство по форме с основной продольной волной.

Описанные свойства определяют алгоритм обработки исходной сейсмограммы, некоторые шаги которого отражены на рисунке 6. Исходная трехкомпонентная запись события (рисунок 6 а) проходит ряд процедур. На первом этапе осуществляется частотная фильтрация, чтобы устранить колебания как слишком высоких, так и слишком низких частот. Частоты выше $0.3 - 0.5$ Гц содержат в себе эффекты случайного рассеяния на неоднородностях, а низкие частоты (более 10 сек) снижают разрешающую способность. Далее осуществляется поворот осей С-Ю, В-З на угол, равный азимуту прихода основной P -волны. В результате исходные оси ZNE преобразуются в оси ZRT , где R - радиальная, а T - тангенциальная составляющие. На втором этапе оси Z и R преобразуются в оси L и Q , где ось L соответствует на-

правлению поляризации Р-волны, а ось Q перпендикулярна оси L в плоскости источник-приемник. Математически это преобразование состоит в нахождении собственных векторов ковариационной матрицы, полученной при вычислении ковариаций вертикальной и радиальной компонент.

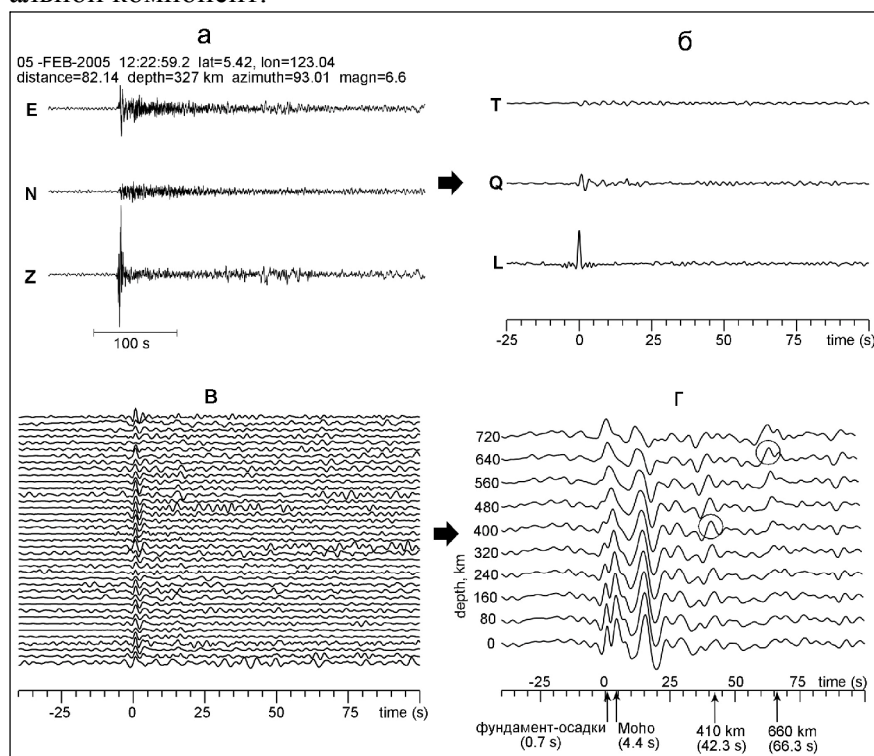


Рисунок 6 – Пример этапов обработки

а – вид исходной трехкомпонентной записи одного из землетрясений;

б – итоговые стандартизованные составляющие (L - главная, направлена вдоль смещений в Р волнах, Q – направлена вдоль смещений в SV волнах, Т- тангенциальная, направлена вдоль смещений в SH волнах); в – Q-компоненты нескольких десятков землетрясений, принятых к обработке; г - стек приемных функций Р-волн с применением длиннопериодного фильтра с частотой среза 0.2 Гц

На следующем этапе обработки итоговые компоненты LQT необходимо подвергнуть стандартизации. Эта процедура осуществляется применением деконволюционного фильтра, сформированного на участке итоговой сейсмограммы, содержащей падающую Р-волну и часть ее коды. В итоге получены трансформированные стандартизованные записи (рисунок 6 б), где L-компонента имеет единичную амплитуду, соответствует главному направлению смещений и характеризует волну Р, Q-компонента является ортогональной к главной в той же плоскости и является оптимальной для выделения обменной Ps, Т- это тангенциальная компонента. Подобный вид должен быть получен для большого набора землетрясений от многих источников, находящихся на различных эпицентральных расстояниях от станции (рисунок 6 в). Последней операцией обработки является суммирование стандартизованных компонент всех землетрясений с целью подавления шума и выделения обменных волн, связанных с различными границами в коре и мантии. Суммирование производится для различных пробных глубин, которые определяются диапазоном эпицентральных расстояний. В нашем случае при изменении расстояний от 30 до 90 градусов лучи Р-волн захватывают глубины до 800 км. При фиксированной пробной глубине время обменной волны зависит от эпицентрального расстояния и вычисляется для каждой трассы. Суммирование всех трасс для данной пробной глубины осуществляется со сдвигами во времени относительно некоторого опорного эпицентрального расстояния, которое принимается равным 67 градусам. На рисунке 6 в, г показаны Q-трассы и так называемый стек - результат суммирования для различных пробных глубин с шагом 80 км.

На суммированных приемных функциях хорошо выделяются следующие границы обмена (рисунок 6 г): граница фундамент-осадки, где обменная волна имеет время задержки по отношению к падающей Р-волне порядка 0.7 секунды; граница Мохо с временем задержки 4.4 сек, границы фазовых переходов в мантии 410 км и 660 км (показаны кружком) с временами задержки 42.3 сек и 66.3 сек соответственно. Эти времена практически совпадают с аналогичными для южной Финляндии [7]. Это указывает на то, что скорости S-волн в мантии

под KLM близки к скоростям под Балтийским щитом и выше стандартных на глубинах меньше 410 км, поскольку в модели IASP91 эти же времена принято считать $t(410 \text{ км})=43.9$ сек, $t(660 \text{ км})=68$ сек. В переходной зоне между границами 410 км и 660 км разница во времени в соответствие с моделью IASP91 составляет 24 сек, что говорит о стандартной переходной зоне мантии на глубинах 410-660 км и в районе KLM и в южной части Балтийского щита. Большие амплитуды на временах 10 – 30 сек обусловлены наличием многократных отраженных волн. Положительную полярность имеют волны Ppps, отраженные на свободной поверхности и получившие обмен-отражение на Мохо. В противофазе к ним выходят волны Ppps, сформированные обменами - отражениями на свободной поверхности и Мохо.

Таким образом, в Архангельской области начаты сейсмологические исследования с целью изучения глубинного строения литосферы платформенного типа. Обработаны трехкомпонентные записи землетрясений в диапазоне расстояний 30 – 90 градусов и азимутальном интервале от 0 до 300 градусов, с магнитудами 5.0 – 6.9 и глубинами от 10 до 340 км. Получен стек функций приемника в диапазоне пробных глубин от 0 до 720 км. Уже самый первый опыт применения методологии приемных функций обнаружил в районе принимающей станции Климовская все основные границы в коре и мантии – подошву осадочного чехла, глобальную границу Мохо, границы фазовых переходов на глубинах 410 км и 660 км. Верхняя мантия характеризуется как высокоскоростная, а переходная зона между границами 410 км и 660 км как стандартная. Предварительно, глубина залегания фундамента определяется порядка 700 м. Следует отметить, что полученные результаты имеют предварительный характер, поскольку они получены по данным одной сейсмической станции. Как перспективу на ближайшее будущее хочется обозначить продолжение подобных работ по данным других ближайших станций Архангельской сети, выделение обменных волн Sp и построение скоростных разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные динамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003.
2. Государственная Геологическая Карта Российской Федерации, серия Тихвинско-Онежская, масштаб 1:200000 – Санкт-Петербург, 2001
3. Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным – М.: Наука, 1988 – 221с.
4. Kosarev G.L., Petersen N.V., and Vinnik L.P. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault. *Journal of geophysical research*, vol. 98, no. b3, pages 4437-4448, march 10, 1993.
5. Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V.225. P. 131-146.
6. Винник Л.П., Алешин И.М., Кaban M.K., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций. *Физика Земли*, 2006, №8, с 14-26.
7. E. Kozlovskaya, G. Kosarev, I. Aleshin, O. Riznichenko and I. Sanina Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array *Geophys. J. Int.* (2008) **175**, 135–152

Причина неравномерности осевого вращения небесных тел на примере систем Земля-Солнце и Земля-Луна

С.В. Васильев (инженер-геолог, ОАО «СибНАЦ», г. Тюмень, Россия)

Многие геологические процессы являются производными от процессов космического масштаба. Ротационная гипотеза тектонического развития Земли была бы несостоятельна без фактов о неравномерности осевого вращения планеты, благодаря которой, при наличии внутрипланетных неоднородностей, могут создаваться напряжения в земной коре и мантии, осуществляться движение мантийных масс и литосферных плит, «жизнь» дизъюнктивных нарушений. В работе осуществляется попытка объяснить полугодовую и двухнедельную неравномерность продолжительности суток на Земле.

В настоящее время, благодаря совершенствованию методов измерения времени, в купе с достижениями астрономии, все точнее измеряется неравномерность орбитального вращения Земли (рис. 1). Из рисунка видно, что длина суток минимальна, когда Земля находится в перигелии (3-4 января). Менее заметен эффект с нахождением планеты в афелии (3-4 июля). Максимальная же длина суток наблюдается при нахождении планеты в промежуточных между афелием и перигелием точках орбиты, на вершинах малых полуосей (апрель и октябрь). Разница между минимумом и максимумом составляет около 2 мс. На графике полугодовые пики осложнены пиками с двухнедельной периодичностью, соответствующей подобным колебаниям в системе Земля-Луна.

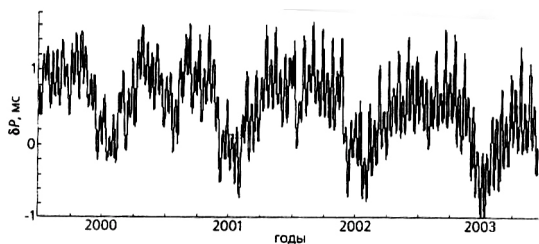
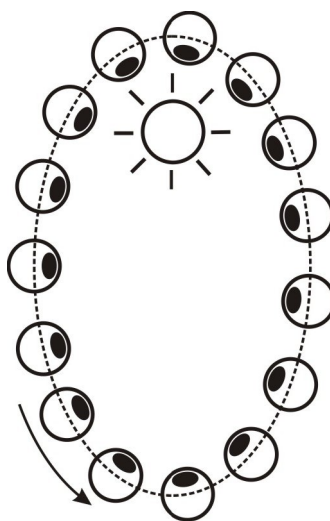


Рис. 1. Неравномерность орбитального вращения Земли. На графике показаны отклонения продолжительности суток от среднего значения (Сидоренков, 2004).

Причина неравномерности может заключаться в том, что планета, помимо осевого вращения, совершает еще и орбитальное. Если отфильтровать осевое вращение, допустить, что его не существует, получится такая ситуация, при которой планета не будет вращаться относительно направления своего орбитального движения, что и происходит в настоящее время с Луной (рис. 2).

Рис. 2. Схематическое изображение положения небесного тела в разных точках орбиты, прекратившего осевое вращение относительно орбиты. Как видно, осевое вращение относительно звезд при этом сохраняется, оно нерегулярно, и имеет максимальную скорость в апоцентре и перицентре орбиты.



Отсутствие вращения относительно направления движения по орбите является самым энергетически выгодным вариантом нахождения планеты в системе. Если небесное тело прекратит осевое вращение относительно своего движения по орбите, то его осевое вращение все равно сохранится относительно звезд. Один оборот планеты вокруг оси будет равен в этом случае по времени одному обороту относительно центра масс системы. В случае с парой Земля-Солнце один оборот Земли вокруг оси относительно звезд будет равен году. Относительно Солнца он тоже будет проявляться (в случае измерения солнечного года и солнечных суток), но в меньшей мере, так как относительно Солнца будут иметь место лишь покачивания планеты из стороны в сторону (либрации по долготе), а не полные обороты вокруг оси. В этом случае, скорость покачивания будет также неравномерной, точка поверхности условно неподвижной Земли будет смещаться относительно Солнца с макси-

мальной скоростью в положении афелия и перигелия (июль и январь) и максимальным замедлением со сменой вектора движения в октябре и апреле, что, несомненно, будет сказываться на продолжительности суток.

Орбита планеты представляет собой эллипс, имеющий минимальный радиус кривизны в точках афелия и перигелия. Планета, проходя через участки эллиптической орбиты с минимальным радиусом кривизны, вынуждена в этих точках поворачиваться быстрее относительно звезд, либо иметь более высокую скорость покачивания относительно центра масс, сказывается закон сохранения импульса, при уменьшении длины плеча вращения, скорость вращения возрастает (рис. 2). Этот один оборот с неравномерной скоростью вращения в настоящее время наложен на общее осевое вращение Земли. Для системы Земля-Луна минимальная продолжительность суток на Земле будет в положении Луны в точках апогея и перигея.

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. На двухнедельные и полугодовые вариации продолжительности суток на Земле главенствующее влияние оказывает либрация планеты по долготе.
2. Либрация по долготе свойственна не только Луне, но и всем другим небесным телам. В этих случаях она маскируется орбитальным вращением тел, проявляясь лишь на графиках изменения длины суток.
3. Минимальная продолжительность суток будет соответствовать той области нахождения планеты на орбите, где поверхность планеты смещается относительно звезд и центра масс с максимальной скоростью. Эти области находятся на участках орбиты с минимальным радиусом кривизны (апоцентр и перицентр).
4. В отсутствие собственного осевого вращения относительно центра масс, небесное тело, находящееся в системе, сохраняет осевое вращение относительно звезд. Это осевое вращение неравномерно, имеет ускорения в вершинах больших полуосей орбиты и замедления в вершинах малых полуосей. Относительно центра масс небесное тело испытывает либрации с максимальной скоростью смещения точки поверхности при нахождении планеты в апоцентре и перицентре орбиты. Соответственно, на этих участках продолжительность суток будет минимальной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоренков Н.С. Природа нестабильностей вращения Земли // Природа, 2004. №5. С.6–18.

УДК 550.361(265.53)

Геотермия Охотоморского региона

*О.В. Веселов, тел: (4242)793-115, факс (4242)791-517, E-mail: Veselov@imgg.ru
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия*

Приуроченность к определённым структурным элементам Охотоморского региона характерных значений теплового потока (ТП) свидетельствует о тесной взаимосвязи энергетического состояния недр, проявляемого в виде глубинного теплового потока, и геологических событий в областях активного преобразования литосферы, в число которых входят дальневосточные окраинные моря. Прежде всего отчётливо прослеживается зависимость ТП от возраста и длительности последних этапов тектоно-магматической активизации геоструктур. Так, согласно определению абсолютного возраста интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря [1], основная тектоно-магматическая активизация (ТМА) фундамента системы Центрально-Охотских поднятий происходила на границе поздний мел – начало палеогена. Значения ТП в пределах самого Центрально-Охотского поднятия (Охотского свода) изменяются в интервале 42-90 мВт/м² со средними значениями 56 и 70 мВт/м². При этом первое значение характерно для платформ, испытавших активизацию на границе мела и па-

леогена, а второе – для платформ, активизированных в неогене. Импульсы ТМА, последовавшие в кайнозое, наиболее затронули периферийные части этой системы поднятий. Судя по средним значениям ТП, характерных для отдельных частей системы, периоды ТМА особенно активно происходили в конце палеогена и в постмиоценовое время (поднятия Института Океанологии и Академии Наук). В эти же периоды заложились и активно развивались осадочные бассейны по окраине современного моря, приразломные грабены, активизировались вертикальные и горизонтальные движения, на отдельных участках происходили процессы наращивания кристаллической части коры при преимущественной её деструкции на акваториальной части региона и др. [2].

По нормальному распределению ТП, аппроксимирующему основную часть данных по альпидам, одна мода равна 63 ± 12 мВт/м², две другие равны 73 и 83 мВт/м² с такими же стандартными отклонениями (Рис.). Геологические данные позволяют связать первое значение со структурными элементами, главным образом, с прогибами, кристаллических фундамент которых испытал тектоно-магматическую активизацию в начале палеогена. Два других средних значения ТП соответствуют структурным элементам, фундамент которых подвергался ТМА в неогене и квартере (курильская, штирийская, алеутская, аттическая, сахалинская фазы активизации). Следует отметить, что эти выводы в основном совпадают с результатами по анализу гистограмм, проведённым для более обширных регионов [3,4]. В частности, авторы этих работ установили, что в основных альпийских геосинклиналях среднее значение ТП равно 65 мВт/м², а в зонах молодой активизации на уровне ТП, отвечающие возрасту фундамента, наложены аномалии интенсивностью 23 ± 2 и 33 ± 3 мВт/м². Встречаются случаи суммирования воздействия аномальных источников тепла. Кроме того в зонах новейшей активизации выявляются положительные аномалии ТП (как правило локальные) высокой интенсивности, обусловленные явно малоглубинными источниками.

Анализ геофизических данных указывает на существование в земной коре и верхней мантии слоёв с аномальными свойствами [5]. Так, материалы магнитовариационного зондирования указывают на существование в верхней мантии впадин Охотского моря зон аномальной электропроводности на глубинах 30-65 и 100-120 км. Сейсмологическое и сейсмическое моделирование позволяет выделить зоны низкой добротности на глубинах 120-160 км, слои пониженных (до 0,5 км/с) скоростей продольных волн в интервале глубин 35-80 км, а под Южно-Охотской котловиной чередование аномалий этих скоростей (с интенсивностью до ± 1 км/с) на глубинах 15-30 км. Предполагается, что последнее имеет место под большинством впадин дальневосточных окраинных морей. Перечисленные аномалии связаны с температурным режимом, поэтому вполне обосновано авторы наметили в литосфере границы источников тепла, формирующих аномальный ТП. Границы этих зон проведены на глубинах 15-20, 30-40, 50-65, 80-100 и 100-120 км [5].

Нами проводилось моделирование источников аномального ТП для котловин Охотского моря [6]. В одной из модели задавались три источника в виде слоёв с избыточными температурами 600, 400 и 200°C на глубинах 15-20, 30-40 и 80-90 км соответственно. Во второй – три источника с избыточными температурами 600, 600 и 400°C на глубинах 15-20, 25-30 и 80-100 км. При расчётах использовались значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности пород верхней мантии, равные 2,5-3,0 Вт/(м·К) и 8×10^{-7} м²/с. Различия в аномальном ТП в моделях оказались существенными. Так, через 1 млн. лет в первом случае аномалия ТП достигает 15-25 мВт/м², во втором – 40-60 мВт/м². Для Южно-Охотской котловины, например, последняя оценка является предпочтительней, так как соответствует избыточному ТП котловины.

В работе [5] среди ряда тепловых моделей тектоносферы вдоль профилей ГСЗ рассмотрены участки, характеризующие северную часть Охотского моря (профили ГСЗ 9-М, 10-М, 11-М, 12-М, 13-М, 14-М). Методика расчёта описана в 3-й главе этой работы. Согласно результатам моделирования предполагается наличие слоёв частичного плавления в коре под Восточно-Сахалинским поднятием, впадиной Дерюгина, Восточно-Дерюгинской системой горстов-грабенов (СГГ), впадиной ТИПРО. Эти участки рассматриваются как зоны разлом-

но-магматической активизации (РМА). Верхние части источников РМА сформировались 2-5 млн. лет назад, их кровли расположены на глубинах 5-15 км. Минимальные глубины – под Восточно-Дерюгинской СГГ, впадиной ТИНРО. Во впадине Дерюгина слои частичного плавления распространены от 30-40 до 70-80 км, на отдельных участках существуют и в коре маломощные слои частичного плавления с глубиной верхних кромок 16-20 км, в частности, в коре центральной части впадины. Верхнемантийные астеносферные слои в соответствии с результатами моделирования расположены под Магаданским прогибом на глубинах 40-90 км при ширине в субмеридиональном простираии до 30 км.

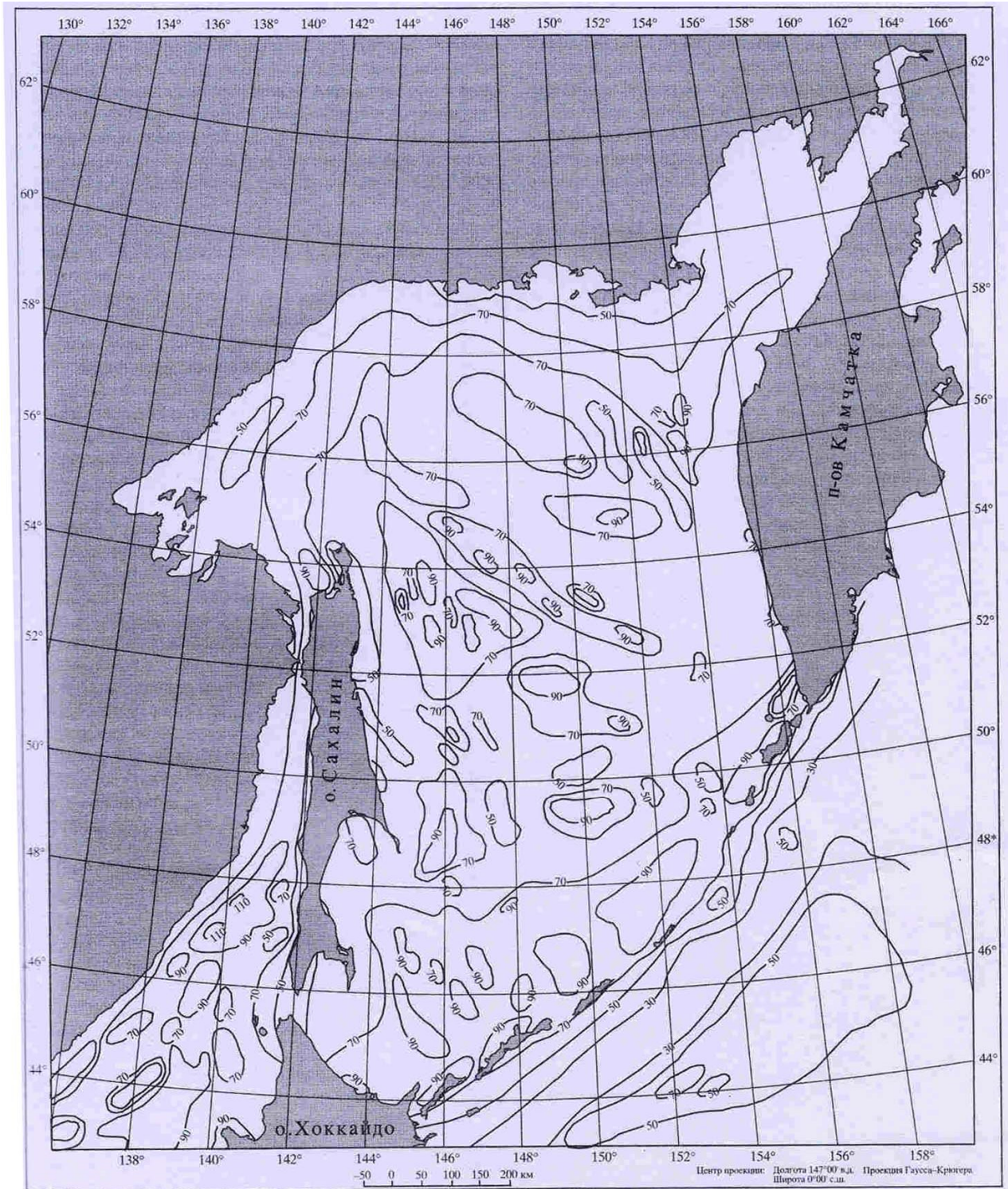


Рис. 1. Тепловой поток Охотоморского региона в изолиниях, мВт/м².

Анализ результатов моделирования вдоль профилей ГСЗ 11-М и 12-М позволяет прогнозировать существование зон частичного плавления под северо-западной частью Северо-Сахалинского прогиба (от 60 до 180-200 км), в недрах киммерид под Восточно-Тугурским прогибом (от 90 до 150 км). В низах коры северной части Восточно-Удского прогиба вероятен разогрев, вызванный активизацией в квартере. Переработка коры находится в самом начале после перерыва, длившегося, вероятно, с палеогена. Предполагается, что происходит изменение вещественного состава в сторону увеличения мафической составляющей. Это положение в целом можно отнести ко всем прогибам Охотского моря. Сопоставление ТП с мощностью кристаллической части земной коры позволяет сделать вывод, что процесс утонения земной коры основных прогибов Охотского моря является по сути дела её термической деструкцией, смещением фаз регионального метаморфизма в высокотемпературную область, усилением мафичности низов земной коры. Величина ТП отражает длительность и возраст последних этапов ТМА.

Итак, тепловой поток участков Охотоморской эпикиммерийской плиты, не затронутых активизацией, характеризуется средним значением 53 ± 12 мВт/м². Активизация в палеогене приводит к возрастанию среднего ТП до 63 мВт/м². Последующие циклы ТМА в неоген-четвертичное время создают все большее возрастание ТП и массив данных разделяется (при использовании стандартного отклонения $10-12$ мВт/м²) на несколько групп со средними 73 , 83 и 97 мВт/м². Авторы ряда работ [7, 4] считают, что в окраинных морях, в частности, в Охотском, средний ТП участков с неактивизированным складчатым фундаментом эоценового возраста равен 49 ± 4 мВт/м². С этим базовым значением следует суммировать тепловые потоки, вызванные последующими циклами ТМА. Аномалии, связанные с молодой активизацией и порой занимающие обширные площади рассматриваемых ТСЭ, имеют для дальневосточных морей, как правило, два уровня - 24 ± 2 и 33 ± 3 мВт/м². При учащении циклов ТМА наблюдаются случаи двойного и более сложения аномалий. Геологические данные по Охотскому морю позволяют утверждать, что одни зоны активизации возникли в эоцено-олигоцене (например, Северо-Сахалинский, Ионский, Северо-Охотские и Дерюгинские прогибы), некоторые из них продолжают существовать до настоящего времени. Другие зоны возникли значительно позже, - с середины миоцена и моложе. Моделирование на основе полиморфно – адвекционной гипотезы [5] позволяет оценить источники тепловых возмущений как зоны аномально высоких температур шириной до 50-100 км с глубинами кровли 10-65 км и подошвы 60-170 км. Первый тип характеризуется сравнительно длительным процессом активизации в течение 30-10 млн. лет и создает аномалии интенсивностью 24 ± 2 мВт/м². Второй тип зон создается источниками тепла с возрастом моложе 10 млн. лет и на современный ТП оказывает воздействие только их верхняя часть, формируя аномалии уровня 33 ± 3 мВт/м². Еще более высокие аномалии создают в зонах активизации источники тепла, оформившиеся в плейстоцене. При глубинах кровли 3-7 км и ширине до первых десятков километров, начальных аномальных температурах, близких к солидусу, эти источники создают аномалии до 40 и более мВт/м², а суммарный ТП превышает 100 мВт/м². Линейные аномалии ТП приурочены к глубинным разрывам, обрамляющих впадины Дерюгина, ТИНРО, систему Северо-Охотских прогибов, и его высокие значения подтверждают их недавнюю, а в ряде случаев современную активность, и отмечают эти зоны как каналы поступления дополнительного тепла. В целом, отмечая совпадение многих геолого-геофизических характеристик периферийных впадин и прогибов Охотского моря (высокий ТП, сокращенная мощность кристаллического фундамента, высокие амплитуды неогеновых опусканий кровли фундамента, часто сопровождаемые некомпенсированным осадконакоплением, уменьшение глубин залегания поверхности Мохоровичича, характерное простирание морфоструктур и пр.), можно уверенно говорить о термической эрозии низов коры, подъеме изотерм под прогибами, переработке "гранитно-метаморфического" слоя и тому подобных признаков, присущих рифтогенным структурам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И., Путинцев В.К., Рублев А.Г. Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 278, № 6. – С. 1426-1429.
2. Харахинов В.В. Охотоморский осадочный мегабассейн // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Дальнего Востока. – Владивосток, 1989. – С. 3-12.
3. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Моисеенко У.И. Карта теплового потока территории СССР 1:500 000. Объяснительная записка. – Киев: ГК ПЦТЭ, 1992. – 34 с.
4. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. О структуре поля теплового потока Земли // Геофизический журнал. – 1993. – Т. 15, № 2. – С. 32-42.
5. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии // В.В. Гордиенко, А.А. Андреев, С.К. Биккенина и др. – Владивосток: ДВО РАН, 1992. – 238 С.
6. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. – Южно-Сахалинск, 2000. – Т.1. – С. 107-129.
7. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и основного теплового потока // Вулканология и сейсмология. – 1980. – № 1. – С. 16-31.

УДК 550.361+551.248.2(265.53)

***Тепловой поток и неотектоника района впадины Дерюгина
(Охотское море)***

О.В. Веселов, В.П. Семакин, А.В. Кочергин

тел.(4242)793-115, факс (4242)791-517, E-mail:kochav@imgg.ru

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

В пределах рассматриваемой территории, расположенной к северо-востоку от о-ва Сахалин, проведено сопоставление теплового потока с неотектоникой. Для этих целей на основании "вершинной" поверхности морского дна составлена структурно-неотектоническая схема и схема основных неотектонических структурных элементов (рис.). При построении схем использована батиметрическая карта впадины Дерюгина, составленная А.С.Сваричевским [1].

Неотектонические структурные элементы. Впадина Дерюгина (1) (рис.) в рассматриваемом районе характеризуется большими глубинами морского дна (более 1800 м). В северо-западном направлении она переходит в относительно узкий Старицкий прогиб (2), а в южном - сменяется Южно-Дерюгинской зоной поднятий и прогибов (9). К востоку от Сахалина находится Присахалинский шельф (4), ограниченный с востока и северо-востока изобатой 200 м. В восточном и северо-восточном направлениях он переходит в Присахалинскую флексуру (5), подножье которой является западным ограничением впадины Дерюгина (1) и Старицкого прогиба (2). Присахалинская флексура в пределах рассматриваемого района имеет различные углы наклона и осложняется малоамплитудными нормальными и листрическими сбросами. В северной части рассматриваемого района находится Кашеваровское поднятие (6), которое на юго-западе и юге граничит соответственно со Старицким прогибом (2) и впадиной Дерюгина (1), а на востоке - с Центрально-Охотской флексурой (7). Кашеваровское поднятие осложнено отчетливо выраженными тектоническими уступами. Северо-восточная часть Центрально-Охотской флексуры (7) имеет относительно пологий склон, в отличие от её юго-западной части, характеризующейся значительной раздробленностью и дифференцированностью. Здесь наблюдается ряд горстовых поднятий субширотного и юго-западного простираний, ограниченных тектоническими уступами и узкими грабеноподобными прогибами. В юго-восточном направлении впадина Дерюгина (1) сменяется относи-

тельно пологим северо-западным крылом поднятия Института Океанологии (8), которое осложняется малоамплитудными относительными прогибами и поднятиями, а на отдельных участках - тектоническими уступами, ориентированными на северо-восток и северо-запад. Между Центрально-Охотской флексурой (7) и поднятием Института Океанологии (8) выделяется Кашеваровский прогиб (3).

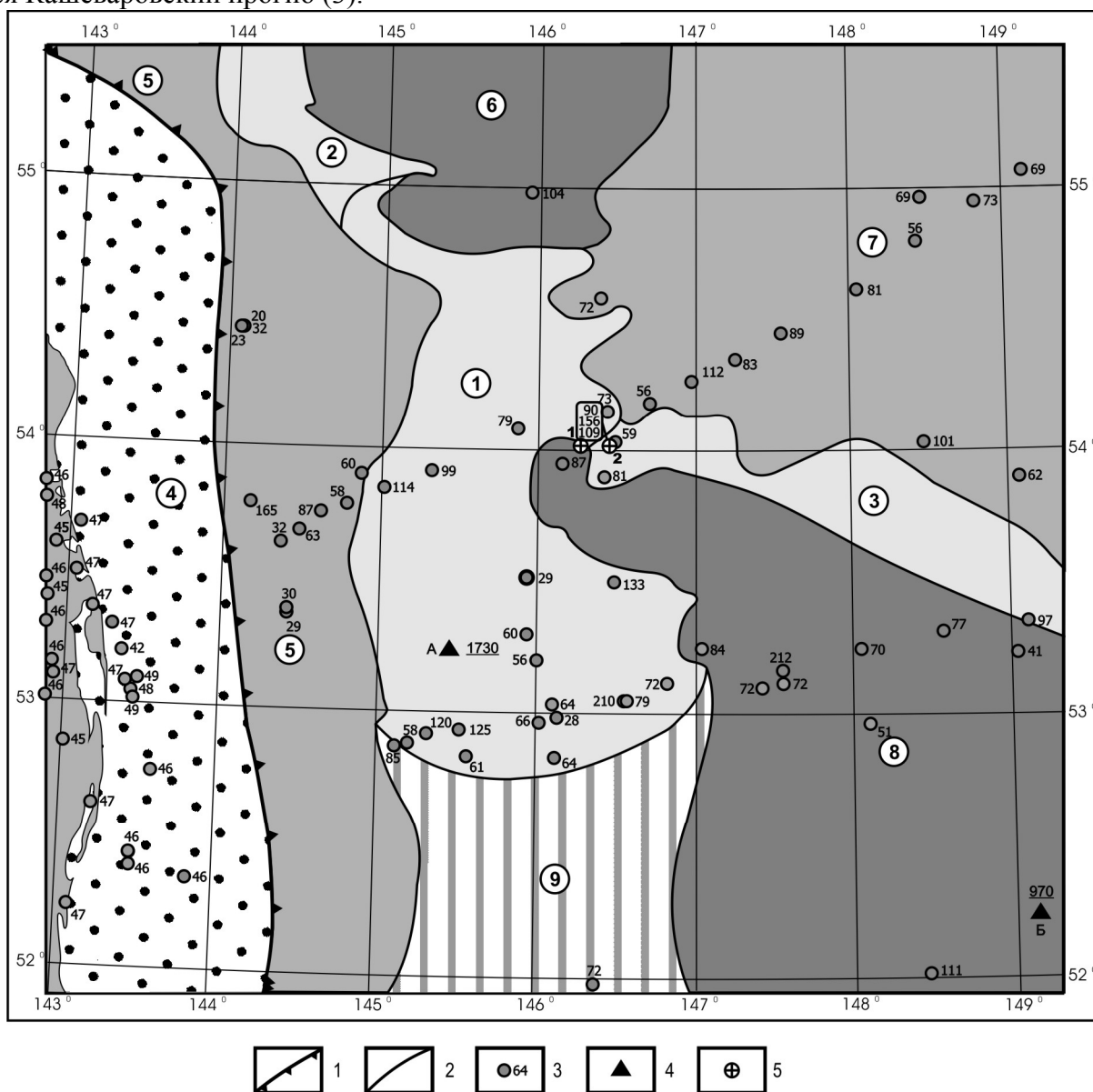


Рис. 1. Схема расположения станций теплового потока относительно основных неотектонических структурных элементов.

1 – бровка Присахалинской флексуры; 2 – границы структурных элементов; 3 - станции и значения теплового потока; 4 – станции магнитовариационных зондирований (А – во впадине Дерюгина, Б – на поднятии Института Океанологии; цифры – глубины дна моря); 5 – Баритовые горы (1), гора Клам Хилл (2).

Цифры в кружках – номера структурных элементов: 1 – впадина Дерюгина; 2 – Старицкий прогиб; 3 – Кашеваровский прогиб; 4 - Присахалинский шельф; 5 – Присахалинская флексура; 6 – Кашеваровское поднятие; 7 - Центрально-Охотская флексура; 8 – поднятие Института Океанологии; 9 – Южно-Дерюгинская зона поднятий и прогибов.

Глубинное строение. В приосевой части неотектонической впадины Дерюгина (1) подошва земной коры залегает на глубинах 21 км, увеличиваясь до 23-25 км на её периферии. Далее в северном и восточном направлениях мощность земной коры увеличивается до 27 км, а в на-

правлении к Сахалину до 31 км и более. Кровля "базальтового" слоя в приосевой части впадины находится на глубинах 10-11 км, погружаясь в восточном направлении до 13 км, а в западном – до 15 км. Мантия и "базальтовый" слой на участках минимальных мощностей земной коры несколько разуплотнены, видимо, за счёт повышенной температуры. В наиболее глубоководной части впадины мощность осадочного чехла составляет 1-2 км, а максимальная его мощность (до 12 км) устанавливается в осевой части Дерюгинского тектонического прогиба, находящегося западнее неотектонической впадины Дерюгина. Под этим прогибом мощность гранито-метаморфического слоя существенно сокращена при одновременном уплотнении "базальтового" слоя и мантии (Волгин, Лютая, 2009). По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [2] под впадиной Дерюгина установлена кровля проводящего слоя на глубине 70 км, подошва – на 164 км (для моделей "трубчатого" распределения расплава при 0,1% H₂O), а под поднятием Института Океанологии соответственно на глубинах 65 км и 160 км, т.е. мощность проводящего слоя в них практически одинакова. Не отличаются существенно и температуры на кровле проводящего слоя в пределах указанных неотектонических структурных элементов, равные в среднем примерно 1300°C. Различие состоит в объёмной доли расплава – под впадиной Дерюгина она варьирует от 6,4% (средняя степень плавления) до 15,5% (максимальная степень плавления), а в пределах поднятия Института Океанологии – соответственно 2,4% и 3,6%. В восточной прибрежной части Северного Сахалина верхнемантийный проводящий слой установлен на глубинах 90-100 км (с погружением на запад до 130-140 км), мощность слоя составляет 40 км, удельное сопротивление 1-10 Ом·м, суммарная проводимость 3500-00 См [3].

Тепловой поток. В рассматриваемом районе значения теплового потока (ТП) получены на 87 станциях, расположенных крайне неравномерно относительно основных неотектонических структурных элементов (рис.). На Кашеваровском поднятии находится 1 станция, в Южно-Дерюгинской зоне – 2, в Кашеваровском прогибе – 6. Наибольшее число станций (19) находится во впадине Дерюгина, в центральной и особенно южной её части. В пределах Присахалинского шельфа, Присахалинской флексуры и поднятия Института Океанологии сосредоточено по 11 станций, на Центрально-Охотской флексуре – 12 и в прибрежной восточной части Северного Сахалина – 14. Величины ТП варьируют от 20 до 212 мВт/м² [4,5]. Низкие значения ТП установлены лишь в пределах Присахалинской флексуры на 6 станциях (от 20 до 32 мВт/м²) и во впадине Дерюгина на 2 станциях (28-29 мВт/м²). Высокие значения ТП (>100 мВт/м²) выявлены в пределах Кашеваровского поднятия – 104 мВт/м² (1 ст.), на Центрально-Охотской флексуре – 112 мВт/м² (1 ст.), на Присахалинской флексуре – 165 мВт/м² (1 ст.), на поднятии Института Океанологии – 212 мВт/м² (1 ст.) и во впадине Дерюгина – от 120 до 210 мВт/м² (4 станции). В прибрежной восточной части Северного Сахалина и на Присахалинском шельфе величины ТП изменяются в пределах 42-49 мВт/м² при среднем значении 46 мВт/м², т.е. ТП здесь достаточно близки к фоновому значению для участков с неактивизированным складчатым фундаментом эпипалеозойского возраста (48 мВт/м²). Несколько выше среднее значение ТП отмечается в пределах Присахалинской флексуры (54 мВт/м²). На остальных структурах средние величины ТП изменяются от 77 (Центрально-Охотская флексура) до 98 мВт/м² (Кашеваровский прогиб). При исключении низких значений ТП средние их величины увеличиваются до 87 мВт/м² на Присахалинской флексуре и до 90 мВт/м² во впадине Дерюгина. Таким образом, за исключением прибрежной части Северного Сахалина и Присахалинского шельфа на каждой из остальных новейших структур района средние значения ТП в большинстве случаев почти вдвое превосходят фоновые значения для неактивизированных структур. Среднее значение ТП в целом для рассматриваемого района (за исключением прибрежной части Северного Сахалина и шельфа) составляет 87 мВт/м².

Низкие значения ТП (20, 23 и 32 мВт/м²), расположенные вблизи бровки Присахалинской флексуры, находятся на участке выхода газовых факелов (структура "Обжиров" [6]), приуроченных к современному разлому. В связи с этим не исключается, что и на других участках Присахалинской флексуры и впадины Дерюгина низкие ТП (28-32 мВт/м²) связаны с

очагами разгрузки метановых эманаций или наличием и разложением газогидратов [7]. И.И.Бурмистрова и Н.В. Беляева [8] отмечают активную деятельность газоносных флюидов в период 24000-12180 лет назад (от сартанского оледенения Q_3^4 до ранней дегляциации) на станции 6676 "Витязь", расположенной во впадине Дерюгина в районе станции ТП со значением 29 мВт/м².

В непосредственной близости от подножья северной стороны возвышенности Клам Хилл, расположенной к востоку от Баритовых гор [6] (см. рис.) находятся три станции ТП со значениями (с севера на юг) 90,156 и 109 мВт/м² [5]. В геоморфологическом отношении упомянутые две подводные возвышенности имеют характер экстрезивных куполов с крутыми северными склонами типа тектонических уступов. На Баритовых горах и на возвышенности Клам Хилл выявлены баритовые постройки и признаки проявления газово-флюидных эманаций [6]. В районе Баритовых гор осаднение Ва связывается с гидротермальными плюмами, которые эпизодически формировались в течение позднего неоплейстоцена (Q_3) и голоцена (Q_4) в глубинной водной массе над низкотемпературными гидротермальными источниками [9]. Повышенный ТП в районе возвышенности Клам Хилл может, видимо, указывать на то, что баритовые постройки здесь также связаны с гидротермальными процессами.

Высокие значения ТП (85, 120, 125, 133 мВт/м²) приурочены к зонам новейших разломов, ограничивающих впадину Дерюгина с юго-западной и северо-восточной стороны. В некоторых случаях высокие ТП приурочены к зонам новейших разломов субмеридионального и северо-западного направлений, отчетливо совпадающих с более древними разломами в фундаменте и осадочном чехле, имеющими ту же ориентировку (87и 165 мВт/м² – Присахалинская флексура, 114 мВт/м² – западная приграничная часть впадины Дерюгина, 97 мВт/м² – район границы между Кашеваровским прогибом и поднятием Института Океанологии). В других случаях высокие значения ТП находятся в зонах практически ортогональных пересечений новейших и более древних разломов (79 и 210 мВт/м² – участок юго-восточного ограничения впадины Дерюгина, 112 и 101 мВт/м² - Центрально-Охотская флексура). Иногда высокие значения ТП приурочены к древним разломам северо-западного направления, не выраженным в рельефе (83 мВт/м² - Центрально-Охотская флексура). Таким образом, повышенные и высокие значения ТП вполне определенно находятся в зонах новейших, омоложенных и более древних разломов. Большинство из высоких ТП находятся на границах основных неотектонических структурных элементов. Они обусловлены кондуктивными теплопотоками гидротерм, поднимающихся по этим разломам, на более низких горизонтах которых, вероятно, существуют в той или иной мере застывшие интрузивные тела. Все это подтверждается также тем, что во многих случаях наблюдается резкое изменение величин ТП на близко расположенных станциях.

Высокое значение регионального фона ТП в пределах рассматриваемой территории (кроме прибрежной части Сахалина и шельфа) связывается с электропроводящим слоем частичного плавления в верхней мантии со средней температурой на кровле около 1300°C [2]. Тепловые потоки в восточной прибрежной части Северного Сахалина и на шельфе (в среднем 46 мВт/м²) обусловлены, видимо, большей глубиной залегания кровли и меньшей мощностью мантийного проводящего слоя [3] по сравнению с впадиной Дерюгина и поднятием Института Океанологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Svarichevsky A.S. The Geomorphology of the Derugin Basin // KOMEX: Kurile-Okhotsk Sea Marine Experiment. Cruise Reports: KOMEX V and KOMEX VI, R/V Professor Gagarinsky Cruise 26 and M/V Marshal Gelovany Cruise 1. Biebow N., Lüdmann T., Karp B., Kulinich R. (Eds). GEOMAR Report 88. - Kiel, 2000. - P. 182-183.
2. Куцов А.М., Ляпишев А.М. Глубинная электропроводность Тихоокеанских трансектов и природа зон высокой проводимости // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. – Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН, 1997 (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. III). – С.52-77.

3. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / В.В.Харахинов, И.К.Туезов, В.А.Бабошина, А.А.Терещенков, Б.А.Сальников, С.Х.Шамиян, В.Д.Епанешников, Л.А.Маслов; отв. ред. А.Г.Родников, И.К.Туезов, В.В.Харахинов. - М., 1996. – 337 с.
4. Веселов О.В., Липина Е.А. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. - 121 с.
5. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. – Южно-Сахалинск, 2000. – Т. 1. – С. 107-129.
6. Деркачѳв А.Н., Николаева Н.А. Особенности аутигенного минералогенеза в осадках Охотского моря // Дальневосточные моря России. Кн.3: Геологические и геофизические исследования / Отв. ред. Р.Г.Кулинич; Тихоокеан. Океанол. ин-т им.В.И.Ильичѳва ДВО РАН. – М.: Наука, 2007. – С. 223-239.
7. Веселов О.В., Куделькин В.В., Чухонцев В.И. Особенности распространения и образования газовых гидратов в Охотском море // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионе северо-западной окраины Тихого океана. – Южно-Сахалинск, 2000. Т.1. С.7-37.
8. Бурмистрова И.И., Беяева Н.В. О палеогидрологии в котловине Дерюгина в последней ледниковѳе и голоцене // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Международной научной школы по морской геологии. Т.1. – М.: Изд. ПК ГЕОС, 2005. – С. 178.
9. Саттарова В.В., Астахов А.С. Особенности распределения рудных элементов в осадках впадины Дерюгина (Охотское море) // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 12-16 ноября 2007 г. Т. II. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 158-159.

УДК 550.38

Моделирование геологических объектов с переменной намагниченностью

В.Б. Виноградов ELRSWM@ursmu.ru

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

1. Задача моделирования объектов с изменяющейся в пространстве намагниченностью привлекает внимание специалистов на протяжении многих лет (Булашевич Ю.П., 1957 Тимофеев А.Н., 1960, Балк П.И., 1974, Захаров С.В., 1987, Мартышко П.С., 2005, Булах Е.Г., 2008 и другие). Подробно влияние пространственной изменчивости магнитных свойств на результаты интерпретации рассмотрено А.Н. Тимофеевым.

Эта задача наиболее важна при изучении метаморфических комплексов пород, для которых характерно непрерывное пространственное изменение вещественного состава, а также при проведении геофизических работ масштаба 1:5000 и крупнее. Например, при проведении магнитного опробования на железорудных карьерах Гусевогорского месторождения наблюдается крайне сложное распределение магнитных свойств (рис. 1). В настоящее время измерения в скважинах проводятся со станцией «Карьер – 2М». Интервал измерений магнитной восприимчивости 10 см. В результате анализа вертикальных карт изолиний магнитной восприимчивости, построенных с шагом измерений 10, 50, 100, 150 см (рис. 2), установлено, что ранее проводимые измерения с шагом 1,5 м дают приближенное представление о пространственном законе распределения магнитных свойств. Измерения с интервалом 0,5 м дают полное представление о распределении магнитных свойств (см. рис. 2.б), и нет необходимости проводить более детальные наблюдения. Объем хранимой информации может быть уменьшен в 5 раз. Применение модели с кусочно-постоянными магнитными свойствами для изучения таких месторождений не эффективно.

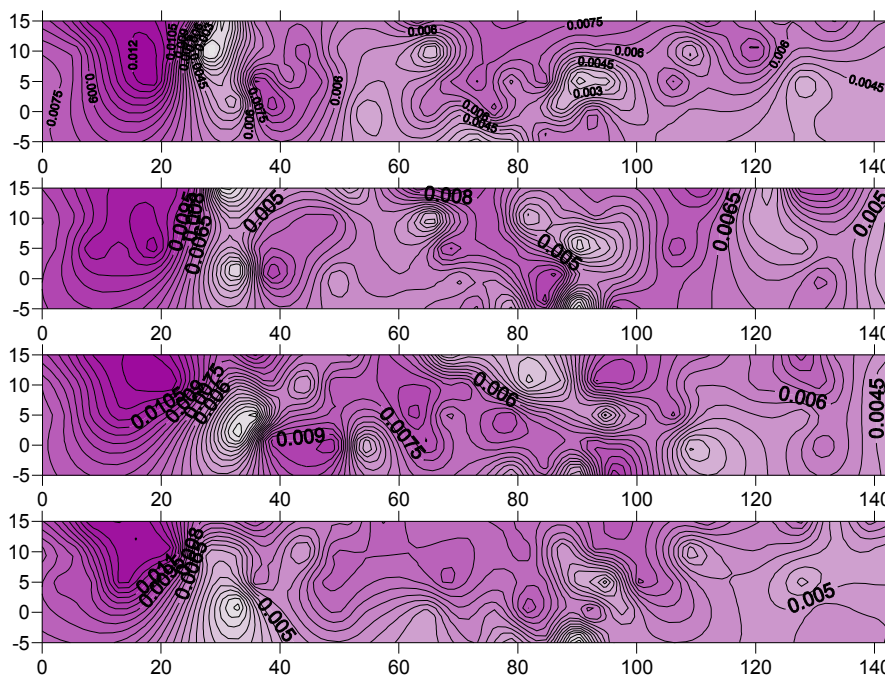


Рис. 1 Погоризонтные планы изолиний магнитной восприимчивости на одном из эксплуатационных блоков Гусевогорского месторождения (интервал глубин 2,5 м, оцифровка изолиний в ед. СИ, расстояния в метрах)

2. Центральным вопросом моделирования геологической среды является выбор конструкции аппроксимирующей изменчивость физического параметра. Вид конструкции зависит главным образом, от целей исследования и возможностей вычислительной техники в период проведения работ. Модели с небольшим числом параметров пригодны только для изучения для самых простых случаев – изолированных объектов. Однако если модель содержит очень большое количество параметров, решение обратной задачи будет неустойчивым. Модель должна содержать некоторое оптимальное количество параметров, которое позволяет с достаточной точностью описать геологическую среду и обеспечить устойчивость решения обратной задачи. Для уменьшения области неединственности и повышения устойчивости решения обратной задачи используется сеть фиксированных точек, в которых намагничённость горных пород считается известной по результатам измерений [3, 5].

В 70-х годах XX века П.И. Балк предложил использовать для описания пространственного изменения физических свойств геологических объектов полиномы вида $\sum Ax^\alpha y^\beta z^\gamma$ и доказал, что прямая задача гравirazведки имеет аналитическое решение для полушара, прямоугольного параллелепипеда и сегмента эллиптического цилиндра. В его модели увеличение количества параметров достигается увеличением степени полинома. Однако аппроксимационные свойства полиномов невысокие, известно, что кубические сплайны предпочтительнее.

В настоящее время по результатам наблюдений вычисляют аномалии ΔT , которые на территории нашей страны почти совпадают с аномалиями ΔZ . Аномалия вертикальной составляющей вектора индукции геомагнитного поля объектов с невысокой намагничённостью, таких, как Гусевогорское месторождение, может быть представлена в виде:

$$Z(x, y, z) = \iiint_W [I_x V_{xz} + I_y V_{yz} + I_z V_{zz}] dx_0 dy_0 dz_0, \quad (1)$$

где I_x, I_y, I_z – компоненты вектора намагничённости, V_{ij} – производные гравитационного потенциала, W – объём в котором находятся источники поля.

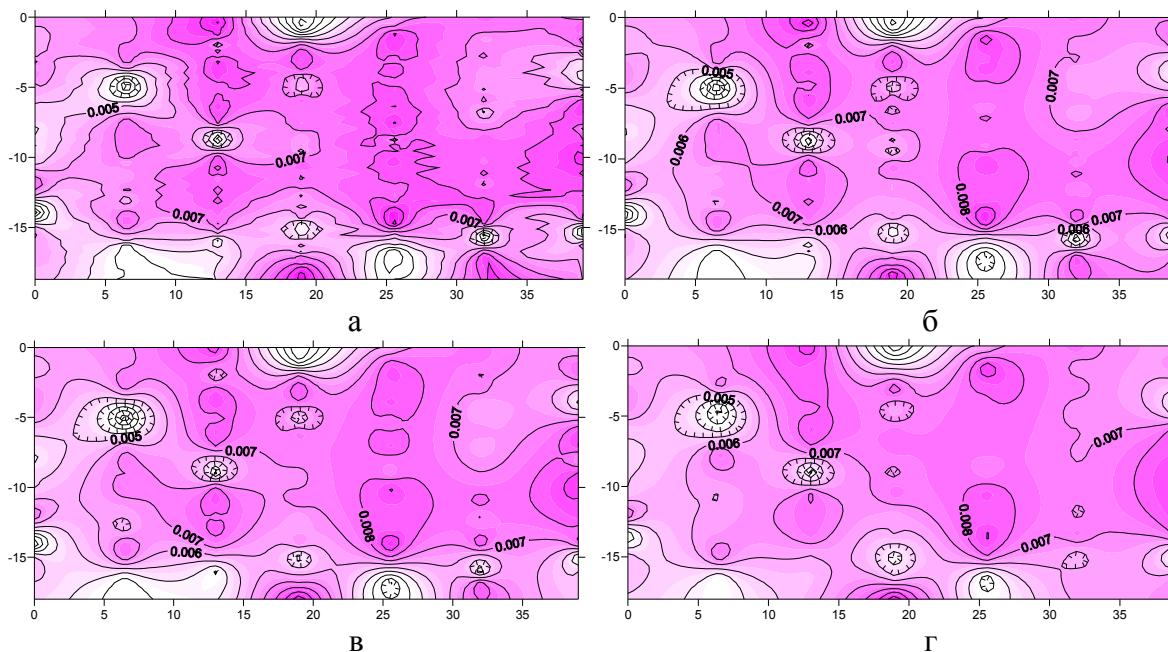


Рис. 2 Планы изолиний магнитной восприимчивости в вертикальной плоскости на одном из эксплуатационных блоков Гусевогорского месторождения, построенные с шагом наблюдений 0,1 м (а), 0,5 м (б), 1 м (в), 1,5 м (г) (оцифровка в ед. СИ, расстояния в метрах)

Область, занимаемую источниками поля, аппроксимируем набором прямоугольных параллелепипедов, содержащим в основании модели $N \times M$ ячеек и L ячеек в столбце. Пространственное распределение компонентов намагниченности аппроксимируем кубическими сплайнами:

$$\begin{aligned}
 I_x^{(k)} &= \sum_{i+j+l=0}^3 a_{ijl}^{(k)} (x^{(k)} - x_0)^i (y^{(k)} - y_0)^j (z^{(k)} - z_0)^l, \\
 I_y^{(k)} &= \sum_{i+j+l=0}^3 b_{ijl}^{(k)} (x^{(k)} - x_0)^i (y^{(k)} - y_0)^j (z^{(k)} - z_0)^l, \\
 I_z^{(k)} &= \sum_{i+j+l=0}^3 c_{ijl}^{(k)} (x^{(k)} - x_0)^i (y^{(k)} - y_0)^j (z^{(k)} - z_0)^l.
 \end{aligned} \quad (2)$$

Всего для описания намагниченности одной ячейки требуется определить 19 коэффициентов, а для всей модели $19 \times N \times M \times L$ параметров. Условия интерполяции в узлах и непрерывности первой и второй производной позволяют записать $35 \times N \times M \times L - 9 \times (N \times M + N \times L + M \times L)$, уравнений для определения коэффициентов трехмерного кубического сплайна. Поэтому используется только часть выше названных условий.

3. Выражение для вычисления поля (1) примет вид:

$$\begin{aligned}
 Z(x, y, z) &= \sum_{k=1}^K \iiint_{W_k} \left(3 \frac{(x-x_0)(z-z_0)}{R^5} I_x^{(k)} + 3 \frac{(y-y_0)(z-z_0)}{R^5} I_y^{(k)} + \right. \\
 &\quad \left. + \frac{2(z-z_0)^2 - (x-x_0)^2 - (y-y_0)^2}{R^5} I_z^{(k)} \right) dx_0 dy_0 dz_0. \quad (3)
 \end{aligned}$$

где K – число параллелепипедов.

Из работы П.И. Балка следует, что все интегралы вида (3) могут быть получены в замкнутом виде, если объект имеет форму прямоугольного параллелепипеда. После некоторых преобразований подынтегрального выражения (3) его вычисление с точностью до обозначений сводятся к вычислению 12 различных интегралов. Аналогично [3] аналитическое решение (3) может содержать лишь функции вида R , $R \operatorname{arctg} \frac{\xi \eta}{cR}$, $\ln(\xi + R)$ с полиноми-

альными коэффициентами, что позволяет создавать экономичные и эффективные программы решения прямых задач.

4. В условиях Среднего Урала намагниченность можно считать вертикальной, т. е. $I_x = I_y = 0$. Выражение (3) принимает вид:

$$Z(x, y, z) = Z(x, y, z) = \sum_{k=1}^K \iiint_{W_k} \frac{2(z - z_0)^2 - (x - x_0)^2 - (y - y_0)^2}{R^5} I_z^{(k)} dx_0 dy_0 dz_0. \quad (4)$$

Все 12 интегралов к вычислению которых сводится (4) получены в конечном виде.

Магнитное поле сплайн-модели – линейная функция относительно коэффициентов сплайна. Обратная задача магниторазведки в этом случае состоит в определении этих коэффициентов путем решения системы линейных алгебраических уравнений. Полученную систему линейных алгебраических уравнений решают итерационным методом Зейделя. В качестве начальной модели можно принять модель с постоянным значением намагниченности в ячейке, которое вычисляется, как среднее арифметическое из восьми значений I в вершинах ячейки.

На практике во многих случаях наблюдается линейная корреляционная зависимость между остаточной и индуцированной намагниченностью, что позволяет вычислять магнитную восприимчивость руд, а по ней определять содержание железа. Применение детерминированной модели удачно дополняет применяемые статистические методы, повышает точность определения содержания железа в руде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булашевич Ю.П. Магнитное поле горизонтального пласта с неоднородным распределением магнитных минералов/ Геофизический сборник. №2, УФАН, Труды горно-геологического института. Свердловск. Вып. 30, 1957. С. 100 –110.
2. Тимофеев А.Н. Об интерпретации магнитных аномалий в случае изменяющейся магнитной восприимчивости горных пород. /Вопросы разведочной геофизики. Вып. 1, 1960, С. 137 –146
3. Каплан В.Е. К обобщению и практическому приложению магнитной задачи Булашевича // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1973. - №5. - С. 102 – 106.
4. Балк П.И. Аналитические формулы гравитационного поля параллелепипеда с полиномиальной плотностью/Геология и геофизика. 1984, № 7. С. 114 – 120.
5. Булах Е.Г., Слободник Н.А. Определение намагниченности горных пород, расположенных в горизонтальном слое, по внешнему магнитному полю/ Физика Земли. 2008. № 4, С. 74 – 82.

УДК 550

Гайский рудный узел; изучение физических полей и поиск рудных тел.

А.М. Виноградов, В.Н. Виноградова 8(343)267 88 85, gopm@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург

Гайский рудный узел включает самое крупное на Урале и одно из крупнейших в мире медно-цинковое колчеданное месторождение. Цель доклада раскрыть своеобразие изучения и особенности распределения региональных и локальных физических полей, в связи с чем обсудить ресурсы и перспективы наращивания запасов руд обозначенных уникальных объектов.

В истории геофизических исследований рудного узла и одноименного месторождения можно выделить три периода: первый - до 1958 – 1960 гг., второй – до 1975-1980 гг. и последний - до настоящего времени. Сложилось так, что авторы доклада эпизодически принимали участие в геофизических исследованиях объектов в каждый период и поэтому имеют

свою сложившуюся позицию при освещении этого вопроса, вероятно, не лишенную субъективных оценок.

Открытие Гайского месторождения связано с известным с доисторических времен, используемым в лечебных целях купоросным озером (60x80 м), расположенном в верховьях сухого русла речки Колпачки. Озеро и выявленные в его окрестностях бурые железняки с медной зеленью после их безрезультатного изучения с использованием одиночных скважин (1930-1932 гг.) были рекомендованы для дальнейших геофизических исследований. Здесь в период с 1933 г. по 1942 г. с целью выявления аномалий от предполагаемых рудных тел периодически выполнялись геофизические работы методами интенсивности, естественного поля, термометрии, магнитометрии, ВЭЗ, изолиний [1]. Выявленные аномалии проверялись буровыми работами, вскрывавшими минерализацию. Массивные рудные тела, вероятно, пропускались по причине недостаточно точной привязки буровых скважин к контурам аномалий. Наиболее информативными оказались площадные работы методом изолиний с детализацией аномалий методом ВЭЗ (Д.Ф.Уманцев, 1942 г.). Этими работами подтверждены ранее выявленные аномалии и выявлены новые. При проверке семи выделенных и рекомендованных к проверке бурением аномалий уже с точным соблюдением местоположения проверочных скважин в 1950 – 1951 гг. Гайской ГРП были вскрыты первое, второе и третье рудные тела будущего месторождения. С некоторым перерывом (1954 г.), уже с учетом данных гидрохимии, была вскрыта пятая залежь (Южно-Гайское месторождение). Вместе с тем Д.Ф.Уманцев в 1942 году высказал соображение о бесперспективности площади вблизи купоросного озера, оспоренное впоследствии геофизиком Б.П.Игошиным (1959 г.) из структурных соображений [2]. Эта проблема, как нам представляется, не решена и до настоящего времени. Последующие с 1950 года площадные геофизические работы (м-б 1 : 10 000 – 1 : 25 000) широким комплексом методов сопровождали поиски в Гайском районе, но не привели к выявлению новых месторождений в рассматриваемый и другие периоды.

К 1959 году в результате разведочных работ Гайское и Южно-Гайское (пятая залежь) месторождения были подготовлены к эксплуатации и на них начато вскрытие рудных тел. Однако, нужно отметить, что разведка проводилась исходя из принятых концептуальных установок о залегании рудных тел. Эти соображения зачастую противоречили данным метода электрической корреляции (МЭК). Последнее добросовестно и бескомпромиссно фиксировал в своих заключениях и рапортах геофизик Р.Н. Вострецов – исполнитель МЭК. При вскрытии же карьером №1 рудных тел (1959 -1962 гг.) не были получена рудная масса обозначенная разведкой, не помагало и увеличения темпов вскрышных работ. Так в 1959 году при вскрытии выемка пород из карьера достигла 3 млн м³ вместо 2 млн. м³ по плану. Была срочно с участием ЦНИИГРИ и других научных коллективов организована доразведка и пересчет запасов рудных тел месторождения. В результате существенно изменена морфология и структура рудных тел, но к счастью для лауреатов Ленинской премии 1959 года (геологов М.С.Недожогина, В.И.Скрипель, В.И.Ленных, Н.А.Сибирской и В.И.Рудницкого; заметим отсутствие в составе лауреатов геофизиков) не изменившая, а даже нарастившая, общие запасы месторождения. Однако, в пересчете на затраты, связанные с неучетом данных МЭК, ущерб от нарушения графика проходки карьера и перераспределения запасов по горизонтам вскрыши рудных тел, кратно превысил стоимость всех геологоразведочных работ в Гайском и других районах Южного Урала, проведенных в первый период. На этом примере ГКЗ СССР инструктивно определило необходимость применения МЭК, как обязательный вид работ при разведке и подсчете запасов колчеданных месторождений и это соблюдается до настоящего времени.

Во-второй период на площади Гайского рудного района выполнены разнообразные геофизические площадные региональные и детальные съемки. Неоднократно проводилось обобщение и переинтерпретация геолого-геофизических данных. Однако, до настоящего времени новых месторождений не выявлено, что в какой то степени согласуется с существующим представлениями о истощении потенциала недр, локализовавшем свой ресурс в относительно локальной структуре. Противостоять такому пессимистическому заключению

можно на основе новых концептуальных теоретически обоснованных построений. Требуется тщательный анализ ситуации, предопределившей Гайский феномен, поиск аналогов наблюдаемых особенностей объекта в других структурах, выявлении дополнительных ресурсов и запасов в строении рудного поля рассматриваемого объекта. Эти проблемы были предметом исследований, в том числе с геофизических позиций, в третий период изучения объекта.

В процессе обобщения геолого-геофизических материалов, включая Гайский рудный район, нами впервые для Южного Урала было введено понятие рудный узел в составе геофизической модели организации колчеданной рудной формации [3]. На примере Гайского рудного узла раскрыто содержание этой категории.

Гайский рудный узел расположен в области пересечения меридиональных структур Урала и секущих дислокаций, нашедших отражение даже в планетарных полях геопотенциала. В региональных гравитационных полях выразительно отмечается зона субширотных тектонических дислокаций, прослеживаемая от Оренбургского вала с одноименным газокондиционным месторождением через города Кувандык, Гай и далее в Казахстан [4]. Рудный узел расположен на пересечении этой зоны с поясом Ирндыкского глубинного разлома, выделенного по геофизическим данным [5]. Здесь уже по геологическим данным закартирована крупная вулканическая постройка центрального типа, эродированная в своей апикальной части [1]. Своеобразно положение рудного узла по данным пространственного сейсмического зондирования с использованием промышленных взрывов [6]. Ему отвечает куполообразное воздымание отражений от горизонта акустических неоднородностей с отметками 12 км до 6 км в эпицентре узла, где фиксируется отрицательная аномалия остаточных полей силы тяжести. Она отвечает эродированной части вулканической постройки за счет преобладания в разрезе кислых вулканоплутонических образований, вмещающих выявленное месторождение.

К юго-востоку от месторождения в пределах развития вулканогенно-осадочных образований улутауской свиты наблюдается ещё одно понижение силы тяжести. Не исключено, что оно так же связано вулканоплутоническим центром кислого вулканизма в блоке на глубинах свыше 500 – 1000 м. Вероятна рудоносность этой прогнозной структуры, а восходящие минерализованные воды, подпитывающие купоросное озеро [2], связаны с этим оруденением. Очевидно, что прогнозируемая структура предмет для исследований МОВ (ОГТ) и электрических зондирований (ЗМПП, МТЗ).

По данным распределения локальных (м-б 1 : 10 000 – 1 : 25 000) гравитационных, магнитных и электрических полей в пределах рудного узла отчетливо выделяются линейно-ментные структуры. Они формируют две сдвинутые на 45 градусов ортогональные системы с единым эпицентром в пределах рудного узла. Эти данные совместно с результатами сейсморазведки, включая НВП (ОГТ) и дешифрирования космических снимков [6,7,8], используются нами для формирования модели рудогенеза. При этом был принят нетрадиционный подход к роли серного перехвата в образовании колоны флюидо-энергетического потока, определившего локализацию крупных скоплений оруденения фемической специализации [9]. Последние формируются на РТ барьерах, отмечаемых по данным сейсморазведки в виде купольных акустических неоднородностей, воздымаемых к поверхности. Дискретность этих структур учащается в верхних горизонтах земной коры и объясняет наблюдаемую ярусность рудных полей, формируемых в мелководных условиях и феномен «черных курильщиков» в глубоководных условиях. Такое объяснение всего геолого-геофизического материала позволяет выделять в Гайском рудном районе новые прогнозные рудные поля и уточнять структуру известных объектов. Так в предлагаемую модель укладывается рудное поле известного месторождения и прогнозная структура, отмеченная выше. Соподчиняется с предлагаемой моделью и подход к наращиванию запасов в горном отводе Гайского ГОКа за счет выявления новых рудных тел на флангах и глубоких горизонтах месторождения – стратегическая перспектива, успешно реализуемая в процессе разработки объекта [1].

В настоящее время таким, вероятно первоочередным объектом, являются глубокие горизонты пятой залежи. Здесь по количественной интерпретации гравитационной аномалии

[1,10], выделенной ещё до заложения карьера № 2, был сделан расчет распределения аномалиеобразующих масс – рудных тел залежи. Их центр тяжести расположен в основании разведанной залежи. В 2003 году карьер вышел и закрыт на отметке центра тяжести предполагаемого гравитирующего объекта. На его дне остались не выработанные рудные тела, в области пространства далеко не полностью изученного в период разведки месторождения. Выполненные нами на дне карьера экспериментальные наблюдения с использованием импульсной электроразведки (ЗМПП), зафиксировали переходные процессы необычно высокой интенсивности и длительности. Очевидно, что глубокие горизонты со стороны основания карьера требуют первоочередной проверки. Ресурсы этого пространства равны прогнозной рудной массе, отработанной за последние 40 лет карьером. В пределах карьера целесообразны специализированные наблюдения с использованием современных возможностей гравиметрии, электроразведки и сейсморазведки с последующей проходкой скважин глубиной 500 – 800 м.

Таким образом, Гайский рудный узел является первоочередным объектом для наращивания прогнозных ресурсов и запасов медно-колчеданных руд на Урале и требует составления и реализации наукоемкой программы исследований и работ с целью оптимизации освоения потенциала этой уникальной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М., Молошаг В.П., Кузнецов С.И. Гайский ГОК: геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.
2. Игошин Б.А. Структура геоэлектрических полей в районе купоросного озера Гайского курорта. // Известия Академии наук, серия геологическая. 1961. С.84-92.
3. Виноградов А.М., Прозоров В.И., Виноградова В.Н., Хрусталева И.С. Прогнозирование и поиски колчеданных месторождений на Южном Урале (по геофизическим данным). // В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971. С. 279-281.
4. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широкая тектоническая зональность и ее связь с металлогенией (на примере Южного Урала). // Тр. Свердловского горного института. Вопросы разведочной геофизики, вып. 75. Свердловск, 1971. С. 3-9.
5. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры. // Труды Свердловского горного института. Разведочная геофизика, вып. 83. Свердловск. 1972. С. 8-25.
6. Халевин Н.И., Виноградов А.М. О структуре земной коры района Гайского медно-колчеданного месторождения. // В сб.: Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С.24-28.
7. Ленский В.А., Виноградов А.М. Скважинная сейсморазведка в рудных районах на примере медно-колчеданных месторождений Южного Урала. //Экспресс-информация. Серия: региональная, разведочная, и промысловая геофизика, вып. 3. М.: ВИЭМС, 1980. С. 1-22.
8. Косарев А.М. Линейные и кольцевые структуры Южного Урала, выявленные при дешифрировании космических снимков, и их рудоконтролирующее значение. // Палеовулканические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 36 -43.
9. Малышев А.И., Виноградов А.М. Особенности колчеданного рудообразования в зависимости от эволюции геодинамического режима Уральского подвижного пояса. // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С.206-211.
10. Виноградов А.М. Геополю и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.
