

## ПРИМЕНИМОСТЬ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

*В.Е. Матюков* – мл. научн. сотр.

*Ш.А. Мамбетов* – докт. техн. наук, проф.

*А.К. Рыбин* – канд. физ.-мат. наук

---

Present paper introduces for reader a brief review of existing methods to study a natural geomechanical phenomena – deformation-strained mode of rock array. Questions about informativity and efficiency of application of analytical, mechanical and geophysical research methods are considered. Practical examples of using results of magnetotelluric soundings, being the leader in deep geophysics, to determine basic characteristics of geoenvironment state (porosity and fracturing), dependent on electrical resistivity of rocks are discussed.

**Введение.** Оптимальное проектирование горных предприятий, их рациональное строительство и эффективная эксплуатация при горных работах в основном зависят от уровня оценки физико-механических свойств и напряженно-деформированного состояния породного массива. Изменения напряженно-деформированного состояния среды также отражают состояние геодинамических процессов в земной коре, особенно интенсивно и сложно протекающих в таких сейсмоактивных регионах, как Тянь-Шань. Однако ни один из существующих методов оценки напряженно-деформированного состояния в полной мере не отвечает требованиям практики, таким образом становится актуальным поиск наиболее эффективных по качеству результатов и оперативности методов оценки.

**Анализ существующих методов оценки напряженно-деформированного состояния нетронутого породного массива.** К существующим методам оценки напряженно-деформированного состояния нетронутого породного массива относятся: аналитические, механические и геофизические.

Задача о равновесии нетронутого породного массивов является исходной для построения многих, если не для большинства, аналитических решений в геомеханике. Применительно к нетронутому массиву аналитические исследования ведутся преимущественно методами механики сплошной среды. К настоящему времени выполнено большое число исследований, в которых в той или иной мере рассмотрен вопрос о построении полей напряжений  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$ . Так, для идеально упругого однородного изотропного массива при невозможности тангенциальных смещений при постоянном объемном весе пород исследование проведено А.Н. Динником [1]. При залегании месторождений полезных ископаемых в горных районах возникает задача определения напряженного состояния в массиве под горой. В частности, для решения подобных задач разработан аналитический метод расчета напряжений Н.Г. Ялымовым [2].

Цель исследования механических методов – оценка реально сложившейся механической обстановки в том или ином конкретном массиве, а также в проверке и уточнении исходных положений, принимаемых при

аналитических расчетах и лабораторных опытах, к которым относятся натурные исследования, а именно: методы полной и компенсационной разгрузки, лабораторные исследования, оценка прочностных показателей горных пород с использованием пробных приборов, испытания в скважинах, крупномасштабные испытания массива горных пород и т.п. Наибольшее распространение получили следующие натурные методы: исследования разгрузки (полной и частичной); компенсационной нагрузки (восстановления напряжений); разность давлений упругих динамометров; измерения деформаций стенок буровых скважин. Метод полной разгрузки основан на использовании характеристики упругого восстановления формы и размеров элемента породного массива при искусственном нарушении его связи с основным массивом. Определение напряжений сводится к измерению упругих деформаций разгружаемых элементов и последующему вычислению напряжений. Метод компенсационной нагрузки основан на восстановлении упругой деформации частично разгруженного породного массива при повторном его нагружении давящими устройствами. Деформации разгрузки компенсируются с помощью этих устройств до своего первоначального состояния (до нуля). Метод компенсационной нагрузки основан на самостоятельном исполнении требует еще доработки, особенно при определении напряжений в глубине породных массивов. Как вспомогательный он успешно может применяться при тарировке в производственных условиях некоторых типов датчиковой аппаратуры и особенно полезен в комплекте с другими, например, геофизическими методами измерений [3].

Геофизические методы исследований представляют собой наиболее представительный класс вследствие того, что геофизика, как обобщающая наука, изучающая Землю и околоземное пространство с помощью естественных и искусственных физических полей, занимает среди точных и естественных наук (астрономии, физики, математики, географии, геологии, химии)

уникальное стыковое положение. Она использует достижения этих фундаментальных наук или родственных им научно-прикладных дисциплин (например, космонавтики, геодинамики, информатики, электроники, автоматики и др.), ставя перед ними немало проблем теоретического и прикладного плана. Хотя иногда геофизику отождествляют с физикой Земли, однако последняя наука изучает лишь Землю как планету и ее оболочки: каменную – литосферу, мощностью порядка 100 км; астеносферу, простирающуюся до глубин 400 км; мантию – до глубин 2900 км; ядро внешнее (до глубин 5100 км) и внутреннее (до центра Земли). Глобальная геофизика, как обобщающая фундаментальная наука, включает не только физику Земли, но и геофизику космоса и атмосферы, гидросферы, а также науки, изучающие конкретные физические поля Земли: гравиметрию, магнитометрию, геоэлектрику, сейсмологию, сейсмометрию, термометрию, ядерную геофизику [4, 5]. Более подробно рассмотрим метод магнитотеллурического зондирования и его применение для изучения разломных зон на территории Бишкекского геодинамического полигона, а также попробуем оценить взаимоотношения между геоэлектрическими и геомеханическими полями.

**Метод магнитотеллурического зондирования.** Рождение глубинной геоэлектрики произошло в 50-е годы XX века, когда А.Н. Тихоновым и Л. Каньяром была высказана идея о возможности применения для исследования электропроводности Земли естественного электромагнитного поля внешнего происхождения. Естественное электромагнитное поле (ЕЭМП) существует на Земле в широком интервале периодов –  $10^4$ – $10^6$  с. Создается оно главным образом токовыми системами, расположенными в ионосфере и магнитосфере Земли. Изменение магнитного поля токовых систем происходит вследствие взаимодействия существующего магнитного поля Земли с потоком возмущенной солнечной плазмы. Переменное магнитное поле индуцирует в Земле электрические токи. Эти токи получили название “теллурических”, а сам метод, основанный на использовании

естественного электромагнитного поля, – “магнитотеллурический”. В основе метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ) лежит изучение вариаций естественного электромагнитного поля Земли. Электромагнитные поля атмосферного и ионосферного происхождения позволяют получить природный источник мощных вариаций так называемого магнитотеллурического поля (МТ-поле) в широком диапазоне частот. Сложность обработки данных МТЗ обусловлено невозможностью получения данных о параметрах источника. В случае горизонтально-слоистой однородной среды принято рассматривать модель Тихонова-Каньяра. Согласно этой модели, на горизонтально-слоистую однородную среду вертикально падает плоскополяризованная электромагнитная волна. На поверхности Земли регистрируются четыре компоненты ЕЭМП: две ортогональные горизонтальные электрические и две ортогональные горизонтальные магнитные –  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ . Чтобы избавиться от необходимости знать параметры источника, вводится понятие импеданса – нормировки электрической компоненты ЕЭМП на ортогональную магнитную:  $Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{E_y}{H_x}$ . Обе компоненты  $E$

и  $H$  зависят от силы тока источника; значение силы тока сокращается, таким образом, импеданс не зависит от параметров источника. Если разрез горизонтально неоднороден, то соотношения между компонентами ЕЭМП принимают более сложный характер, в этом случае вводится понятие тензора импеданса:

$$Z = \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{vmatrix}.$$

Компоненты  $Z_{xy}$ ,  $Z_{yx}$  называются главными компонентами тензора импеданса, а компоненты  $Z_{xx}$ ,  $Z_{yy}$  – дополнительными [6].

**Определение коэффициента трещиноватости горных пород на примере геоэлектрического разреза в районе микрорайона Асанбай.** Прямые способы выявления трещин в массиве и элементов их залегания с помощью приборов трудоемки,

малооперативны и не позволяют выявлять трещины, заполненные буровым шламом, а также находящиеся на труднодоступных участках внутри массива горных пород. В то же время для практики часто необходимо знать средние параметры трещиноватости отдельных участков. Их обычно определяют косвенными методами. Ультразвуковой, например, основан на взаимосвязи физических параметров массива с коэффициентом трещиноватости. В качестве такого параметра можно использовать и кажущееся удельное электрическое сопротивление (УЭС).

Для оценки коэффициента трещиноватости с помощью кажущегося сопротивления используем результаты количественной интерпретации амплитудной кривой кажущегося сопротивления, полученной в разломной зоне практически у южной черты города (микрорайон Асанбай). В пункте наблюдения Асанбай геоэлектрические данные представляют особый интерес с точки зрения оценки напряженно-деформированного состояния для решения инженерно-строительных задач в этом районе. Количественная интерпретация продольной амплитудной кривой кажущегося сопротивления, показанная на рис. 1а, была выполнена с помощью компьютерной программы [7].

Полученный геоэлектрический разрез (рис. 1б) отражает электрическую расслоенность верхней толщи земной коры вблизи южной границы города. В разрезе можно выделить несколько слоев с различными электрическими характеристиками. Так, в интервале глубин 2200–4000 м присутствует проводящий объект со средним удельным сопротивлением 50 Ом·м. Слои, лежащие ниже и выше данного горизонта, представлены породами с большим удельным сопротивлением от 300 до 3000 Ом·м. Построенная одномерная горизонтально-слоистая модель распределения электропроводности в пункте Асанбай позволяет провести оценочные расчеты параметров механического состояния среды для верхней части разреза, в частности, определить средние значения коэффициента трещиноватости горных пород.

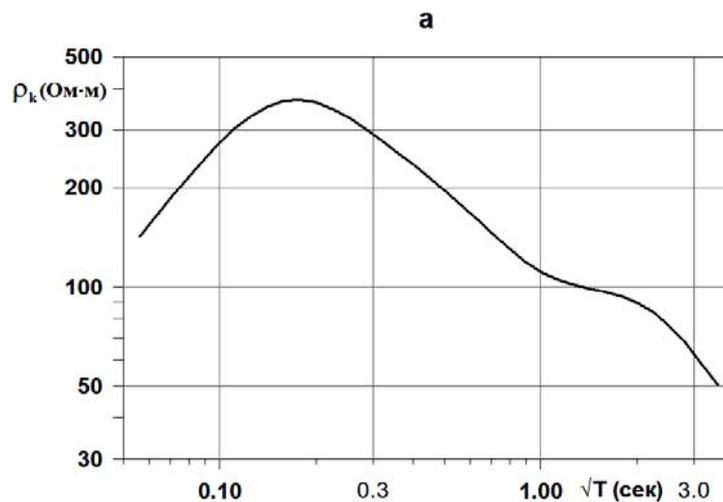
Для определения коэффициента трещиноватости обратимся к работе [8]. Реальные горные породы в процессе длительной истории формирования оказываются пересеченными сетью трещин. Совокупность трещин в массиве образует пространственную сеть. Очень часто, особенно в платформенных условиях, сеть трещин образуется тремя основными системами, пересекающимися под прямыми углами. В осадочных породах одна из систем трещин следует параллельно слоям, две другие ей перпендикулярны. Трещины характеризуются раскрытием (шириной), длиной, положением в пространстве, наличием или отсутствием в них заполнителя.

Наличие незаполненных или частично заполненных трещин в массиве приводит к тому, что линии тока отражаются их

поверхностью и лишь незначительная часть (около 0,03%) падающего на границу трещины потока зарядов, преломляясь, проходит через нее. Это приводит в случае упорядоченной трещиноватости к возникновению ярко выраженной анизотропии электрических свойств горных пород.

Исследуем количественно влияние упорядоченной трещиноватости, напряженного состояния, а также влажных заполнителей на электрические свойства угля, высокопроводящих руд и пород.

Для простоты расчетов будем считать, что горная порода пересечена одной или несколькими системами параллельных трещин бесконечной длины, причем все трещины системы расположены на одинаковом расстоянии друг от друга и имеют одинаковое раскрытие. Для



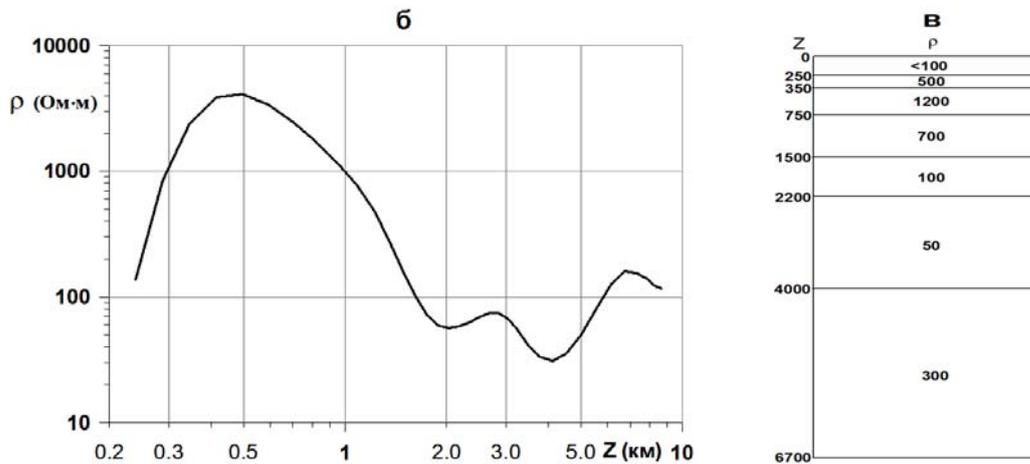


Рис. 1. Структурные разрезы земной коры (на примере зондирования вблизи микрорайона Асанбай, г. Бишкек): а – продольная амплитудная кривая кажущегося электрического сопротивления; б – геоэлектрический разрез; в – изменение удельного электрического сопротивления с глубиной.

разных систем трещин эти параметры могут быть различны. Будем сначала считать, что пространство внутри трещин заполнено влагой, а противоположные берега трещины контактируют друг с другом через выступы и неровности краев. Удельное электрическое сопротивление ненарушенной горной породы будем обозначать  $\rho_2$ .

Обозначим среднее раскрытие трещины (математическое ожидание генеральной совокупности)  $i$ -й системы через  $\delta$ , а расстояние между трещинами системы – через  $h_i$ . Как показано в работе [9], относительная среднеквадратическая площадь контактов противоположных берегов трещины  $S = 3 \cdot 10^{-4}$ . Из этих предположений рассчитаем удельное электрическое сопротивление горной породы, пересеченной одной системой трещин с раскрытием  $\delta$  и расстоянием между трещинами  $h$ . Ясно, что уже в этом случае порода становится анизотропной в электрическом отношении и проводимость породы в направлении перпендикуляра и параллельно трещинам системы (главные значения тензора проводимости) соответственно составляет:

$$\lambda_{\perp} = \frac{S}{\rho_2 [\alpha + S(1 - \alpha)]}; \quad (1)$$

$$\lambda_{\parallel} = \frac{1 - \alpha}{\rho_2},$$

где  $\alpha = \frac{\delta}{h} + \delta$  – коэффициент трещиноватости массива, характеризующий объем пространства внутри трещин в единстве объема горной породы;  $S = 3 \cdot 10^{-4}$  – относительная площадь скальных контактов берегов трещины.

Формулы (1) получены с использованием известных законов расчета сопротивлений последовательного и параллельного соединения проводников и с учетом того, что эффективное удельное электрическое сопротивление трещины, параллельное ее плоскости равно нулю, а в перпендикулярном направлении – есть  $\frac{\rho_2}{S}$ . Коэффициент анизотропии в этом случае достигает большой величины.

С увеличением количества систем трещин горная порода по своим электрическим свойствам приближается к квазиизотропному состоянию. Действительно, при наличии трех взаимно перпендикулярных систем трещин с густотой  $h_i$  и раскрытием  $\delta_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) путем несложных вычислений можно получить

главные значения тензора удельной электрической проводимости:

$$\lambda_{ii} = \frac{S(h_i + \delta_i)}{\rho_2(h_i S + \delta_i)} \quad (2)$$

Формула получена в предположении, которое практически всегда выполняется:

$$\delta_i \ll h_i. \quad \text{Учитывая, что } \frac{\delta_i}{h_i + \delta_i} = \alpha_i -$$

коэффициенту трещиноватости  $i$ -й системы трещин;  $\alpha_i S \ll \alpha_i$ , получим:

$$\lambda_{ii} = \frac{S}{\rho_2(S + \alpha_i)} \quad (3)$$

Если считать, что трещиноватость массива хаотическая, то согласно (3) удельное электрическое сопротивление массива в любом направлении:

$$\rho = \rho_2 \left( 1 + \frac{K_{mp}}{n\zeta} \right) \quad (4)$$

где  $\rho_2$  – удельное электрическое сопротивление монолитной породы;  $\zeta = 3 \cdot 10^{-4}$  – относительная среднестатистическая площадь контактов берегов трещины;  $n$  – число систем трещин.

Согласно (4) рассчитаем средний коэффициент трещиноватости:

$$K_{mp} = n\zeta \left( \frac{\rho_k}{\rho_2} - 1 \right) \quad (5)$$

Считая, что трещиноватость исследуемого объема среды распределена хаотически, положим  $n = 1$ . В качестве величины удельного электрического сопротивления ненарушенного массива пород примем  $\rho_2 = 700 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Такое значение выбрано на основании полученного геоэлектрического разреза (рис. 1в) и отражает электрические свойства высокоомного горизонта, расположенного непосредственно над проводящим слоем с  $\rho = 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Тогда формула (5) примет вид:

$$K_{mp} = 3 \cdot 10^{-4} \left| \frac{\rho_k}{700} - 1 \right| \quad (6)$$

Рассчитаем средний коэффициент трещиноватости для интервала глубин проводящего слоя и приведем в таблице.

**Оценка коэффициента пористости пород по удельному сопротивлению.** Другим важным физическим параметром среды, заметно зависящим от напряженно-деформированного состояния массива, является пористость горных пород  $p$ , которую определим как относительный объем порового-трещинного пространства в земной коре. Пористость в свою очередь определяет электрическое сопротивление. Следовательно, изменения электросопротивления будут отражать динамику напряженно-деформированного состояния горного массива в значительном объеме геосреды. Анализируя с этой точки зрения рассмотренный ранее геоэлектрический разрез вблизи южной части г. Бишкек, сделаем ряд качественных и количественных выводов, характеризующих геомеханическое состояние исследуемого объема среды. Причем эти оценки, полученные для конкретного геоэлектрического разреза, могут в первом приближении служить обобщенной интегральной характеристикой геомеханического состояния земной коры в масштабе всего Северного Тянь-Шаня.

Оценим, прежде всего, относительный объем порового-трещинного пространства  $p$  на различных глубинных уровнях земной коры, опираясь на экспериментально установленную связь электропроводности и пористости (закон Арчи). Попробуем сделать оценки удельного сопротивления порового флюида, необходимые для применения закона Арчи. Согласно геотермическому прогнозу В.В. Гордиенко [10] температура в интервале глубин 20–30 км в средней коре Тянь-Шаня может достигать  $650^\circ\text{C}$ , и этого явно не достаточно, чтобы понизить сопротивление сухих пород до 10–50 Ом·м [11]. Здесь необходимо привлечение дегидратационного механизма для достижения в среде наблюдаемых величин сопротивления. Как правило, дегидратация сопровождается растворением хлоридов, что приводит к появлению пленок высокой электропроводности, свойственной надкритическим высокоминерализованным растворам. Для оценки удельной

электропроводности таких надкритических концентрированных растворов воспользуемся данными канадского геофизика Б. Несбитта, обобщившего результаты новых экспериментов [12]. По этим данным удельное сопротивление рассола при  $T=600^{\circ}\text{C}$  и  $P=0.1\text{GPa}$  имеет приблизительно на порядок меньшую величину по сравнению с рассолом, находящимся в комнатных условиях. Так как сопротивление рассола, содержащего 300 г NaCl на 1 л, составляет 0.05 Ом·м при нормальных P-T условиях, то величина удельного сопротивления, равная 0.005 Ом·м,

может служить оценкой электропроводности водного раствора для P-T условий средней коры Киргизского Тянь-Шаня. Закон Арчи обычно описывается формулой:  $\mathbf{p} = (\rho_{\phi}/\rho)^{1/2}$ , где  $\rho$  – удельное сопротивление влажной породы;  $\rho_{\phi}$  – удельное сопротивление порового флюида;  $\mathbf{p}$  – коэффициент пористости горной породы, которая представляет собой двухфазную систему, состоящую из твердого, обычно плохо проводящего скелета и хорошо проводящего флюида, заполняющего поры. Отношение объемов флюида и скелета

$\rho_k$	$K_{mp}$	$\rho_k$	$K_{mp}$	$\rho_k$	$K_{mp}$
327.6822	$1,5956 \cdot 10^{-4}$	196.9544	$2,1559 \cdot 10^{-4}$	111.252	$2,5232 \cdot 10^{-4}$
304.4339	$1,6953 \cdot 10^{-4}$	178.339	$2,2357 \cdot 10^{-4}$	105.4163	$2,5482 \cdot 10^{-4}$
280.8616	$1,7963 \cdot 10^{-4}$	160.7743	$2,3110 \cdot 10^{-4}$	101.6397	$2,5644 \cdot 10^{-4}$
258.265	$1,8932 \cdot 10^{-4}$	144.7715	$2,3796 \cdot 10^{-4}$	99.1033	$2,5753 \cdot 10^{-4}$
236.8093	$1,9851 \cdot 10^{-4}$	130.9282	$2,4389 \cdot 10^{-4}$	96.8518	$2,5849 \cdot 10^{-4}$
216.415	$2,0725 \cdot 10^{-4}$	119.6925	$2,487 \cdot 10^{-4}$	93.9526	$2,5974 \cdot 10^{-4}$

определяет коэффициент пористости. При среднем удельном сопротивлении пород средней коры Тянь-Шаня  $\rho=25$  Ом·м и  $\rho_{\phi} = 0,005$  Ом·м с помощью закона Арчи получаем величину коэффициента пористости около 1,4 %.

Величина пористости высокоомной верхней коры, как минимум на порядок меньше средней. Так, для верхней части разреза с удельным сопротивлением  $\rho=2000-5000$  Ом·м оценка коэффициента пористости  $\mathbf{p}$  не превышает 0.15% (при удельном сопротивлении жидкой фазы  $\rho_{\phi}=0.01$  Ом·м). По-видимому, в этой зоне горные породы деформируются в жестко-хрупком реологическом режиме. Высокая пористость средней и нижней частей земной коры Тянь-Шаня позволяет отнести ее к псевдопластичной зоне – зоне перехода между хрупким верхним этажом земной коры и нижним пластичным.

**Заключение.** Распределения кажущегося сопротивления на различных пространственно-временных масштабных уровнях, полученные Научной станцией РАН

в Бишкеке в результате проведения магнитотеллурических наблюдений, позволили построить целый ряд надежных геоэлектрических моделей, объясняющих различные аспекты глубинного строения и геодинамического состояния земной коры Тянь-Шаньского региона. Для дополнения и дальнейшего развития геоэлектрических исследований в этом регионе рассмотрены подходы на основе аналитического обзора результатов исследований, выполненных на стыке геоэлектрики и геомеханики. Главный связующий структурно-вещественный элемент геоэлектрических и геомеханических явлений горных пород и массивов – их пористость и трещиноватость. В геомеханическом поле эти параметры являются элементом разупрочнения, а в геоэлектрическом – элементом проводимости. В этом состоит физическая основа взаимосвязи геомеханических и геоэлектрических явлений горных пород и массивов. Анализ характера изменения геоэлектрических и геомеханических параметров в зависимости от изменений объема и структуры по пористости

и трещиноватости позволяет выявить дискретность уровней организации вещества горных пород и массивов, которая находит свое отражение, прежде всего, в геомеханическом и геоэлектрическом полях. Представленные методики оценивания геомеханических параметров, использующие распределения кажущегося сопротивления среды, являются перспективными при изучении современного геодинамического состояния среды. Однако для их эффективного применения потребуется определенная адаптация существующего геофизического комплекса наблюдений с учетом особенностей изучения геомеханических явлений в условиях природной лаборатории Тянь-Шаня.

#### Литература

1. Динник А.Н. Статьи по горному делу. – М.: Углетехиздат, 1957.
2. Ялымов Н.Г. Исследование горного давления при подземной разработке рудных месторождений Киргизии. – Фрунзе: Илим, 1976.
3. Общие методические положения комплексного исследования проблем горной геомеханики // Тр. ВНИМИ. Сб. 81. – Л., 1970.
4. Геофизические методы исследования / Под ред. В.К. Хмелевского. – М.: Недра, 1988.
5. Бондаренко В.М., Демура Г.В., Ларионов А.М. Общий курс геофизических методов разведки. – М.: Недра, 1986.
6. Жданов. Электроразведка. – М.: Недра, 1986.
7. Андреева Е.В., Бердичевский М.Н., Голубцова Н.С., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г. Контролируемая трансформация кривых МТЗ // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1991. – № 10. – С. 89–95.
8. Тарасов Б.Г., Дырдин В.В., Иванов В.В. Геоэлектрический контроль состояния массивов. – М.: Недра, 1983 – 216 с.
9. Кузнецов С.В. К вопросу о деформируемых пористых средах (модель деформируемой пористой среды). // Реологические вопросы механики горных пород. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964. – С. 68–72.
10. Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. – Киев: Наукова думка, 1990. – 232 с.
11. Vanyan L.L. and Gliko A.O. Seismic and electromagnetic evidence of degydration as a free water source in the reactivated crust // Geophys. J. Int. – 1999. – 137. – P. 159–162.
12. Nesbit B.E. Electrical resistivities of crustal fluids // J. Geophys. Res. – 1993. – V. 98. – P. 4301–4310.