

С.П. Мозер, О.В. Ковалев, П.К. Швецов, Н.И. Косухин
МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЦЕНКИ
ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВЕЛИЧИН ГЕДИНАМИЧЕСКИХ
НАПРЯЖЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТИ КАМЕР
ПОДЗЕМНОГО РАСТВОРЕНИЯ

Рассмотрены ключевые особенности оценки устойчивости массива горных пород в окрестностях камер подземного растворения с учетом потенциальных геодинамических воздействий. Приведены методические особенности расчета напряженно-деформированного состояния горных пород в окрестности камер с учетом сейсмичности района их заложения.

Ключевые слова: подземное растворение, геодинамическое поле, напряженно-деформированное состояние, массив горных пород, соль.

Россия обладает обширными запасами каменных солей, разрабатываемыми различными способами. Одним из наиболее распространенных на больших глубинах разработки является подземное растворение через скважины с поверхности. Ключевым условием безопасной эксплуатации данных предприятий является гарантированная устойчивость полученных выработок как в период размыва, так и в период возможного вторичного использования данных камер. Проектирование устойчивых размеров данных выработок необходимо производить с учетом геодинамических полей, характерных для того или иного региона.

В настоящей работе в качестве примера анализируются данные о сейсмоопасности промышленной площадки рассолопромысла ОАО «Усольехимпром» с позиции ее пространственной ориентации в региональном плане (например, относительно вероятного расположения опасных зон в пределах «Иркутского региона»).

По имеющейся информации [1–9] на базе сейсмостатического, сейсмогеологического и сейсмологического материалов была получена карта

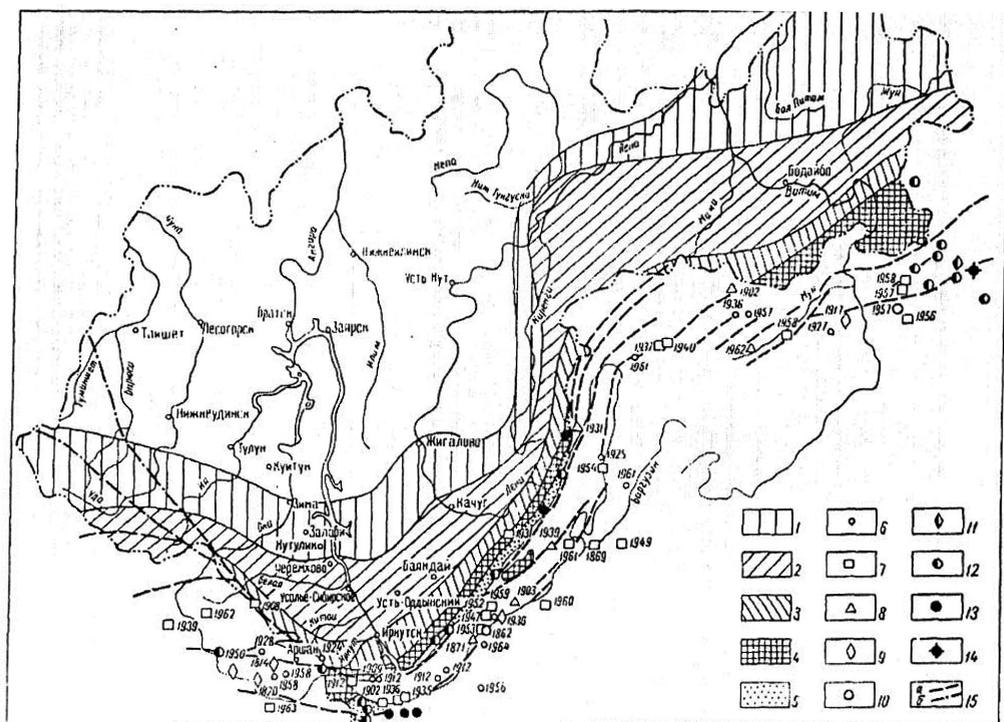
сейсмической активности Иркутской области (рисунок). На карте приведено районирование области по интенсивности землетрясений (до 10 и более баллов) [1–9]. Отмечается, что район промплощадки располагается в Присаянском краевом платформенном прогибе Юрского периода заложения. В этой связи «сильные сейсмические воздействия в районе промплощадки могут быть связаны не со слабыми местными, а с удаленными сильными землетрясениями» [1–9]. Следовательно, «наибольшая сейсмичность для промплощадки обусловлена транзитными сотрясениями от землетрясений высокого энергетического уровня, эпицентр которых (или зоны возможного очага землетрясения (ВОЗ)) располагаются в Восточной Саяне и Южном Прибайкалье при удалении на 100÷150 км». По данным [1–9] максимальной зоной ВОЗ для города Усолье Сибирское является Восточно-Саянская, располагающаяся к юго-западу от города на расстоянии ~100 км. Расчет интенсивности землетрясения указанной ориентации [1–9] для г. Усолье-Сибирское (и промплощадки) показал, что она может дости-

гать здесь ~8 баллов. Имеются данные [1–9] и там же выполнены оценки интенсивности землетрясений (для города и промплощадки), обусловленных их развитием в регионе Южного Байкала и Тунгусской впадины (приближенно в юго-восточном направлении от города и рассолопромысла).

Последние оценки, учитывающие 15÷20-ти километровое расположение гипоцентров землетрясений и снижение их интенсивности на протяжении около 100 км приблизительно на 2 балла, все же показали возможность возникновения на промплощадке явлений характеризующихся интенсивностью порядка 9 баллов. По мнению Б.М. Шенькмана для подземных камер: «поскольку камеры размеща-

ются в сильно литофицированных породах галогенной формации (грунты I категории по СниП II-7–81), исходный бал сейсмической опасности может быть снижен до 8 баллов». В этой связи следует учитывать, что сейсмические шкалы (в т.ч. шкала MSK 64) оценивают «интенсивность колебаний на поверхности Земли при землетрясениях» и перенос таких «данных» применительно к объектам глубокого заложения требует неадекватного подхода (в части применения действующих для поверхностных объектов нормативных требований и др.).

Рассмотренная выше информация [1–9] позволяет констатировать следующее. Для горнотехнического варианта расположения камер раст-



Карта сейсмичности Иркутской области [1–9]: Сейсмические районы с вероятной максимальной интенсивностью землетрясений в баллах: 1–6; 2–7; 3–8; 4–9; 5–10 и больше. Эпицентры сильных землетрясений (интенсивность в баллах): 6–6; 7–7; 8–8; 9–9; 10–10; по сейсмодислокациям: 11–9; 12–10; 13–11; 14–11÷12; 15 – сейсмоактивные зоны разломов (а) и их участки с неясной активностью (б). Цифры около знаков – год землетрясения

ворения в пространстве (в массиве горных пород в окрестности опытного участка чрезвычайно затруднена. Очевидно, что в рассматриваемом случае в окрестности расположения камер в массиве горных пород (МГП) может возникать практически непредсказуемый комплекс вторичных волн: прямых, отраженных, преломленных-проходящих и преломленных-скользящих, и др. типов. Высказанное утверждение тем более очевидно, т.к. ориентировочно – относительно подземных объектов – гипоцентры сильных землетрясений располагаются как в юго-западном, так и в юго-восточном направлениях. При этом не исключается и наличие более слабых землетрясений, связанных с «эмбриональными формами» (например, относительно впадины Байкальского типа) разломов [1–9], ориентированных иначе, чем это отмечено выше.

Приведенные материалы достаточно убедительно говорят о необходимости использования – при оценке геодинамического воздействия упругих волн на элементы МГП в окрестности камер – априори вероятных и, в тоже время наиболее (экстремально) неблагоприятных условий их воздействия – в данном случае на горные породы. Такие условия нельзя исключить и с позиции возможного виртуального (промежуточного-короткоживущего) воздействия упругих волн на элементы МГП (например, на МКЦ, стенки камер). Отметим, что для скоростей указанных волн, время их взаимодействия с породами в пределах подземного комплекса объектов оценивается $\sim \ll 1$ с.

Рассмотренные условия реализованы ниже в решении геодинамической задачи (в том числе и допуск о наличии «полного внутреннего отражения»).

В частности, допуская на глубинах заложения камер величины воз-

можных скоростей смещений частиц пород в диапазоне $\sim 2,4 \leq \dot{U} \leq \sim 4,8$ см/с, и оценивая действие в массиве продольных волн, получим, что вызываемые ими растягивающие ($\sigma > 0$) напряжения в массиве составят: $\sim 0,25 \leq \sigma \leq \sim 0,5$ МПа, принимая в расчетах: γ – объемный вес горных пород: $\sim 2,5$ т/м³; g – ускорение свободного падения: ~ 10 м/с²; V_p – скорость продольных волн в массиве: ~ 4200 м/с.

Сопоставление полученных для окрестности камер значений растягивающих напряжений с соответствующей прочностью каменной соли, характеризующей ее *in situ* ($\sigma_p^M \approx 0,6$ МПа) показывает маловероятность изменения параметров системы (диаметров камер, габаритов – ширины МКЦ) под действием только этого фактора.

Таким образом, дифференцированная оценка сейсмоздействия землетрясения (~ 9 баллов: $\sim 2,4 \leq \dot{U} \leq \sim 4,8$ см/с) на изменение габаритов камер и целикос (соответственно и на устойчивость элементов системы разработки в зоне «ОУ») говорит о его практической малозначимости в данных условиях.

Геодинамическое поле и его роль при оценке механического состояния элементов массива в изучаемой его области могут быть рассмотрены с позиции представлений динамической теории упругости [10–19]. При этом обычно принимаются некоторые допущения, которые, однако, для рассматриваемых условий и сред достаточно оправданы. Прежде всего, это касается трактовки объемной волны как волны плоской, в которой имеют место два вида сдвижения частиц среды. Первый – обусловлен действием волны продольной (P) или т.н. волны расширения, второй вид вызван действием поперечной (S) волны или т.н. волны искажения. В нашем случае

это допущение – о возможности рассмотрения волны в виде плоской – достаточно обосновывается значительным (~100 км) расстоянием от места возбуждения сейсмоволны (от точки ВОЗ) до рассматриваемого объекта (камеры рассолопромысла ОАО «Усо-льехимпром»). Кроме этого исследуемый массив горных пород может рассматриваться как квазиупругое тело, к которому достаточно применимы подходы динамической теории упругости. Это тем более допустимо, т.к. процесс передачи в этой среде тепла от «точки к точке» реализуется медленнее, чем в промежуток времени, достаточный для прохождения через «точку» МГП упругой волны [10–19].

Следует также подчеркнуть, что какая-либо достаточная, дифференцированная «повекторно» – по каждому из компонентов всего спектра упругих волн – оценка их параметров в окрестности камер выщелачивания практически нереализуема. В связи с этим оценку геодинимического воздействия на элементы МГП в этой зоне можно выполнить лишь для априори-экстремального случая. Этот гипотетический вариант может быть реализован, например, при условии «падения» плоской продольной волны на поверхность контакта «массив-камера» и дальнейшего «полного внутреннего отражения» такой волны. Такие волны не переносят «энергию в глубину второй среды, а вся энергия падающей волны будет переходить в энергию отраженных волн, что и оправдывает термин – полное внутреннее отражение». Поскольку для соляных (как и других) горных пород выполняется неравенство: $\sigma_{сж} > \tau_{ср} > \sigma_p$, то для принятого экстремального подхода целесообразно рассмотреть воздействие отраженных волн в области растяжения, которую могут сформировать соответствующие продольные волны. Из анализа

потенциала продольных волн [10–19], отражаемых (в условиях «полного внутреннего отражения») от границы полупространства следует, что такие колебания не уносят энергию вглубь полупространства (в МГП) и, что они экспоненциально затухают при удалении от контакта «МГП-камера». Реализация этой энергии может, таким образом, иметь место в непосредственной близости от камеры. Очевидно, что ожидать, по рассматриваемому фактору, в этой зоне следует напряженного состояния $\sigma > 0$ (растяжение).

Учитывая сделанные допущения, рассмотрим основные теоретические послышки, используя которые, может быть выполнена оценка воздействия геодинимического (сейсмического) поля на массив горных пород в окрестности камер выщелачивания.

Известно [10–19], что в упругой среде характер распространения продольных волн (P -волны расширения) и поперечных волн (S -волны искажения) в общем случае описывается системой:

$$\begin{cases} (\lambda + G) \frac{\partial \Theta}{\partial x} + G \cdot \Delta U + X \cdot \rho = \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2}; \\ (\lambda + G) \frac{\partial \Theta}{\partial y} + G \cdot \Delta V + Y \cdot \rho = \rho \frac{\partial^2 V}{\partial t^2}; \\ (\lambda + G) \frac{\partial \Theta}{\partial z} + G \cdot \Delta \omega + Z \cdot \rho = \rho \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}; \end{cases} \quad (1)$$

где:

$$\lambda = \frac{2 \cdot G \cdot \mu}{1 - 2 \cdot \mu}; \quad \Theta = 3 \cdot \varepsilon_{ср} = (\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z);$$

$$\Delta = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right);$$

U, V, ω – компоненты вектора перемещений δ_i в точке среды; ρ – плотность среды ($\rho = \gamma/g$; γ – объемные вес; g – ускорение свободного падения); G – модуль сдвига.

Упрощая (при отсутствии объемных сил, когда их компоненты $X = Y = Z = 0$) для малых перемещений (U, V, ω) в упругой среде будем иметь:

$$\begin{cases} (\lambda + G) \frac{\partial \Theta}{\partial x} + G \cdot \Delta U - \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = 0; \\ (\lambda + G) \frac{\partial \Theta}{\partial y} + G \cdot \Delta V - \rho \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = 0; \\ (\lambda + G) \frac{\partial \Theta}{\partial z} + G \cdot \Delta \omega - \rho \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = 0. \end{cases} \quad (2)$$

Для поперечных волн (при $\Theta = 0$), как следует из системы (2), будем иметь:

$$\begin{cases} G \cdot \Delta U - \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = 0; \\ G \cdot \Delta V - \rho \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = 0; \\ G \cdot \Delta \omega - \rho \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = 0. \end{cases} \quad (3)$$

Не рассматривая весь порядок решения, приведем систему уравнений, характеризующую волны расширения (безвихревые), или, что тоже самое, продольные волны (P-волны), а именно:

$$\begin{cases} (\lambda + 2G) \cdot \Delta U - \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = 0; \\ (\lambda + 2G) \cdot \Delta V - \rho \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = 0; \\ (\lambda + 2G) \cdot \Delta \omega - \rho \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = 0. \end{cases} \quad (4)$$

Еще раз отметим, что при возникновении в массиве (упругой среде) сейсмических волн и их рассмотрении на достаточном расстоянии от гипоцентра, что обусловит здесь наличие «плоских» волн, последние будут характеризоваться двумя видами движения частиц «проводящей» среды (массива горных пород). Первым (система 4) – соот-

ветствующим направлению движения фронта волны и характеризуемым вектором перемещения U_p . Вторым (система 3) – соответствующим перпендикулярному, относительно первого движения частиц, направлению и характеризуемым вектором перемещений U_s . Используя суперпозиционный подход для «общего» случая распространения упругих (сейсмических) волн в рассматриваемой среде (т.е. для P и S волн совместно) уравнение движения может быть представлено в виде [19, 20]:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = a^2 \cdot \Delta \psi;$$

где ψ является суперпозиционной функцией векторов « U_p » и « U_s », а для соответствующих волн будем иметь:

$$a = c_1 = \left(\frac{\lambda + 2G}{\rho} \right)^{0.5} -$$

для продольных волн («P»);

$$a = c_2 = \left(\frac{G}{\rho} \right)^{0.5} -$$

для поперечных волн («S»);

где C_1 и C_2 , соответственно, скорости распространения продольных (расширения) волн и волн поперечных (искажения).

Учитывая высказанную выше целесообразность экстремального подхода к оценке НДС МГП в окрестности камер выщелачивания, рассмотрим возможность определения ее количественных параметров. Принимая, что P-волна распространяется в МГП только по некоторому направлению X (т.е. $U \neq 0; V = \omega = 0$), нормальному в точке к контакту массив-камера, на основании системы (4) получим уравнение, характеризующее волну расширения (P-волну), а именно:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = C_1^2 \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \quad (5)$$

Для (5) функции вида: $f(x + c_1 \cdot t)$ и $f_1(x - c_1 \cdot t)$ являются его решениями, а общим решением, соответственно, будет:

$$U = f(x + c_1 \cdot t) + f_1(x - c_1 \cdot t).$$

Второе частное решение (функция f_1) характеризует прямое (от источника) движение P -волны, а первое – обратное движение. Из вышеприведенного соотношения для $a = c_1$, заменяя параметры λ и G на E и μ для скорости распространения в МГП P -волны получаем известное соотношение:

$$C_1 = \left[\frac{E \cdot (1 - \mu)}{(1 + \mu) \cdot (1 - 2 \cdot \mu) \cdot \rho} \right]^{0.5}.$$

Для прямой волны (P) скорость перемещения частиц МГП при ее прохождении определится зависимостью:

$$\dot{U} = \frac{\partial U}{\partial t} = -C \cdot \frac{\partial U}{\partial x} = -C_1 \cdot \varepsilon_x.$$

При этом имеется в виду, что $\varepsilon_y = \varepsilon_z = 0$, но $\sigma_y \neq 0$ и $\sigma_z \neq 0$, а связаны с σ_x соотношением:

$$\sigma_y / \sigma_x = \sigma_z / \sigma_x = \mu / (1 - \mu).$$

Величина напряжений σ_x вдоль оси X определится, соответственно,

для волны сжатия как: $\sigma_x = -\rho \cdot C_1 \cdot \dot{U}$, а для волны растяжения: $\sigma_x = \rho \cdot C_1 \cdot \dot{U}$, что характерно и для отраженной от свободной поверхности волны.

В общей постановке решения функции f и f_1 подбираются с учетом начальных условий. Например, на момент $t = 0$ будем иметь:

$$U_{t=0} = f(x) + f_1(x) \text{ и}$$

$$\left(\frac{\partial U}{\partial t} \right)_{t=0} = C \cdot [f'(x) - f_1'(x)]$$

Возможна оценка параметра σ_x по приведенным зависимостям также и с учетом оценочных данных об экстремально-возможных величинах скоростей частиц среды (\dot{U}), полученных по экспериментальным данным.

Оценивая по приведенной методике экстремальные величины геодинамических напряжений (с учетом действующих в МГП – его элементах, например, в МКЦ – величин σ , обусловленных геостатическим полем), возможно – в такой комплексной постановке – выполнить достаточно представительный анализ НДС горных пород по известным методикам [20–21] в окрестности камер с учетом района их заложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шенькман Б.М., Шенькман И.Б. Трансформация гидрогеохимической зональности в районе техногенного воздействия ОАО «Саянскхимпром». – С. 208–214.

2. Хромовских В.С. Использование палеосейсмологических данных при составлении карты очаговых зон землетрясений (на примере Байкальской рифтовой системы) / Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии: сб. науч. тр. – М.: ОИФЗ РАН. Вып. 2–3. – 1995. – С. 300–307.

3. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Юнга С.Л. Поля напряжений и сеймотектонических деформаций Байкальской рифтовой зоны / Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной

Евразии: сб. науч. тр. – М.: ОИФЗ РАН. Вып. 2–3. – 1995. – С. 363–371.

4. Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М. и др. Литосфера Центральной Азии. – Новосибирск: Наука, Сиб. изд. фирма РАН, 1996. – С. 150–182.

5. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. – Новосибирск: Гео, 2009. – 316 с.

6. Пиннекер Е.В., Шабынин Л.Л., Ясько В.Г. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Гидрогеология. – Новосибирск: Наука, 1984. – 168 с.

7. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под

ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука. 1981. – 168 с.

8. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ним палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 6. – С. 936–947.

9. Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. – Новосибирск: Наука, 1984. – 208 с.

10. Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли (пер. с англ.). – М., 1948.

11. Рэлей (Стретт Дж.В.) Теория звука. Т. I, II. – М.: Гостехиздат, 1955.

12. Буллен К.-Е. Введение в теоретическую сейсмологию (пер. с англ.). – М., 1966.

13. Саваринский Е.Ф. Сейсмические волны. – М., 1972.

14. Бродберг К.Б. Ударные волны в упругой и упруго пластической среде. – М.: Гостехиздат, 1959.

15. Rizzo F.J. The boundary-integral equation method: a modern computational proce-

dure in applied mechanics, The American Society of Mechanical Engineers, 1995.

16. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твердого тела. – М.: Мир, 1987.

17. Тимошенко С.П. Теория упругости, ОНТИ-ГТТИ, 1934.

18. Поручиков В.Е. Методы динамической теории упругости. – М.: Наука, 1986.

19. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. – М.: Гостехиздат, 1950.

20. Мозер С.П., Куртуков Е.Б. Горная геомеханика: физические основы и закономерности проявлений геомеханических процессов при подземной разработке месторождений. – СПб.: Недра, 2009, 136 с.

21. Ковалев О.В., Мозер С.П., Тхориков И.Ю., Куртуков Е.Б., Ковальский Е.Р. Прикладные аспекты изучения механических процессов в массивах при подземной разработке месторождений полезных ископаемых, ч. 1. – СПб.: Недра, 2011. **ГИАБ**

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

Сергей Петрович Мозер – кандидат технических наук, доцент,
e-mail: mozer1@yandex.ru,

Олег Владимирович Ковалев – доктор технических наук, профессор,
e-mail: spggi4@mail.ru,

Павел Константинович Швецов – аспирант,
e-mail: pavel_shvecov@bk.ru,

Николай Игоревич Косухин – аспирант, e-mail: kola470@mail.ru,
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный».

UDC 622.283:539.3

METHODOLOGY TO EVALUATE EXTREMAL QUANTITIES OF GEODYNAMIC STRESSES IN THE VICINITY OF THE UNDERGROUND DISSOLUTION CHAMBERS

Mozer S.P., Candidate of Technical Sciences, Assistant Professor,
e-mail: mozer1@yandex.ru,

Kovalev O.V., Doctor of Technical Sciences, Professor,
e-mail: spggi4@mail.ru,

Shvecov P.K., Graduate Student, e-mail: pavel_shvecov@bk.ru,
Kosukhin N.I., Graduate Student, e-mail: kola470@mail.ru,
National Mineral Resource University «University of Mines».

Examines the key features of sustainability assessment of the rock massive in area of underground dissolution chamber, given with the potential of geodynamic effects. The methodical features of analysis of stress-strain state of rocks in the neighborhood chamber taking into account the their area of emplacement.

Key words: underground dissolution, geodynamic field stress-strain state, rock massive, salt.



REFERENCES

1. Shen'kman B.M., Shen'kman I.B. *Transformatsiya gidrogeokhimicheskoi zonal'nosti v raione tekhnogennogo vozdeistviya OAO «Sayanskkhimprom»* (Transformation of hydro-geochemical zonality in the impact area of Sayanskkhimprom JSC), pp. 208–214.
2. Khromovskikh V.S. *Seismichnost' i seismicheskoe raionirovanie Severnoi Evrazii: sb. nauch. tr.* (Seismicity and seismic zoning of the Northern Eurasia: Collection of scientific papers), Moscow, OIFZ RAN, issue 2–3, 1995, pp. 300–307.
3. Solonenko A.V., Solonenko N.V., Mel'nikova V.I., Yunga S.L. *Seismichnost' i seismicheskoe raionirovanie Severnoi Evrazii: sb. nauch. tr.* (Seismicity and seismic zoning of the Northern Eurasia: Collection of scientific papers), Moscow, OIFZ RAN, issue 2–3, 1995, pp. 363–371.
4. Levi K.G., Khromovskikh V.S., Kochetkov V.M. *Litosfera Tsentral'noi Azii* (Lithosphere of Central Asia), Novosibirsk, Nauka, Sib. izd. firma RAN, 1996, pp. 150–182.
5. Lunina O.V., Gladkov A.S., Navedrova N.N. *Riftovye vpadiny Pribaikal'ya: tektonicheskoe stroenie i istoriya razvitiya* (Rift valleys in the near zone of the Baikal Lake: Tectonic structure and development history), Novosibirsk, Geo, 2009, 316 p.
6. Pinneker E.V., Shabynin L.L., Yas'ko V.G. *Geologiya i seismichnost' zony BAM. Hidrogeologiya* (Geology and seismicity in the area of the Baikal–Amur Mainline. Hydrogeology), Novosibirsk, Nauka, 1984, 168 p.
7. *Seismogeologiya i detal'noe seismicheskoe raionirovanie Pribaikal'ya*. Pod red. V.P. Solonenko (Seismogeology and detail seismic survey-based zoning of the Lake Baikal area. Solonenko V.P. (Ed.)), Novosibirsk, Nauka, 1981, 168 p.
8. Chipizubov A.V., Smekalin O.P. *Geologiya i geofizika*, 1999, vol. 40, no 6, pp. 936–947.
9. Sherman S.I., Levi K.G., Ruzhich V.V. *Geologiya i seismichnost' zony BAM. Neotektonika* (Geology and seismicity in the area of the Baikal–Amur Mainline. Neotectonics), Novosibirsk, Nauka, 1984, 208 p.
10. Gutenberg B., Rikhter K. *Seismichnost' Zemli (per. s angl.)* (Seismicity of the Earth, English–Russian translation), Moscow, 1948.
11. Relei (Strett Dzh.V.) *Teoriya zvuka. T. I, II* (Theory of sound, vol. I, II), Moscow, Gostekhizdat, 1955.
12. Bullen K.-E. *Vvedenie v teoreticheskuyu seismologiyu (per. s angl.)* (Introduction to theoretical seismology, English–Russian translation), Moscow, 1966.
13. Savarinskii E.F. *Seismicheskie volny* (Seismic waves), Moscow, 1972.
14. Brodberg K.B. *Udarnye volny v uprugoi i uprugoplasticheskoi srede* (Shock waves in elastic and elastoplastic medium), Moscow, Gostekhizdat, 1959.
15. Rizzo F.J. *The boundary-integral equation method: a modern computational procedure in applied mechanics*, The American Society of Mechanical Engineers, 1995.
16. Krauch S., Starfild A. *Metody granichnykh elementov v mekhanike tverdogo tela* (Boundary element methods in solid mechanics), Moscow, Mir, 1987.
17. Timoshenko S.P. *Teoriya uprugosti* (Theory of elasticity), ONTI-GTTI, 1934.
18. Poruchikov V.E. *Metody dinamicheskoi teorii uprugosti* (Methods of dynamic elasticity theory), Moscow, Nauka, 1986.
19. Landau L.D., Lifshits E.M. *Mekhanika sploshnykh sred* (Continuum mechanics), Moscow, Gostekhizdat, 1950.
20. Mozer S.P., Kurtukov E.B. *Gornaya geomekhanika: fizicheskie osnovy i zakonomernosti proyavlenii geomekhanicheskikh protsessov pri podzemnoi razrabotke mestorozhdenii* (Geomechanics: Physical basics and regular patterns of geomechanical processes in underground mineral mining), Saint-Petersburg, Nedra, 2009, 136 p.
21. Kovalev O.V., Mozer S.P., Tkhorikov I.Yu., Kurtukov E.B., Koval'skii E.R. *Prikladnye aspekty izucheniya mekhanicheskikh protsessov v massivakh pri podzemnoi razrabotke mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh*, ch. 1 (Applications of studies into mechanical processes in rock masses during underground mineral mining, part 1), Saint-Petersburg, Nedra, 2011.

