© Ф.А.Кадиров, Н.Р.Карагезова, А.Г.Кадыров, 2011

ФРАКТАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Ф.А.Кадиров, Н.Р.Карагезова, А.Г.Кадыров

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В ходе проведенного нами исследования были рассчитаны количественные характеристики самоподобия сейсмического процесса, протекающего на территории Азербайджана. Были определены показатели фрактальной размерности распределения землетрясений по энергиям, по эпицентрам и разломной сети Азербайджана. Также рассматривается характер возможной связи между параметром b в законе Гутенберга-Рихтера и фрактальными размерностями сети активных разломов и эпицентрального поля, D_f и D_e соответственно. Полученные фрактальные показатели коррелируют с соотношением, описывающим теоретическую связь фрактальных размерностей и параметра b.

1. Введение

Как известно, геофизическая среда, в которой протекает сейсмический процесс, существенно неоднородна. Имеются многочисленные свидетельства об иерархическом самоподобном строении различных геофизических полей и неоднородной структуре геолого-геоморфологических характеристик (Садовский, Писаренко, 1991). Самым тесным образом с неоднородной структурой среды связан сейсмический процесс, который проявляет характерные свойства иерархической самоподобной системы в пространственно-временных характеристиках в виде степенных законов распределения. Фрактальные свойства (математический объект с дробной размерностью, обладающий свойством рекурсивности: каждая его часть является уменьшенной копией целого) как сейсмического процесса, так и среды, в которой он протекает, выражаются в значениях фрактальных размерностей и параметра b в законе повторяемости Гутенберга-Рихтера. На сегодняшний день существует довольно большое количество работ, в которых изучается возможный характер теоретической связи между этими величинами, проводится практическое исследование этих соотношений для различных регионов мира (Касахара, 1985; Turcotte, 1997; Volant, Grasso, 1994; Oncel et al., 1995; Oncel et al., 2001; Nanjo, Nagahama, 2000; 2004; Caneva, Smirnov, 2004).

Целью данной работы является исследование фрактальной статистики для землетрясений Азербайджана, изучение фрактальных показателей сейсмичности территории Азербайджана.

2. Фрактальная теория

Фрактальная теория – активно развивающаяся область знаний, обладающая мощными инструментами описания сложных самоподобных объектов и процессов (Мандельброт, 2002; Федер, 1991). Фрактал – это бесконечно самоподобная геометрическая фигура, каждый фрагмент которой повторяется при уменьшении масштаба (Мандельброт, 1975). Фрактальные объекты обладают свойством масштабной инвариантности, или скейлинга, когда каждый элемент несет информацию о целом. Масштабная инвариантность, наблюдаемая во фракталах, может быть либо точной, либо приближённой. Ключевое место в теории фракталов занимает понятие фрактальной размерности D, которая является показателем в степенном законе вида:

$$N \sim r^{-D}, \qquad (1)$$

где r – масштаб рассмотрения, N – количество элементов.

Для практического вычисления показателя D часто используют метод подсчета клеток (клеточный метод), размерность носит название клеточной (Turcotte, 1997; Robertson et al., 1995). При этом исследуемый объект покрывается клетками или ячейками (в трехмерном случае – кубиками) со стороной, равной r, причём при каждом акте покрытия r

изменяется, и подсчитывается число необходимых для этого клеток N при различных значениях r. Рассматриваются лишь непустые клетки, то есть, клетки, содержащие хотя бы одну точку или элемент исследуемого множества. В дальнейшем строится зависимость количества непустых клеток (N) от размера стороны клетки (r) по следующей формуле:

$$\lg N(r)=-D\cdot\lg(r)+c \qquad (2)$$

Коэффициент D принимается за фрактальную размерность исследуемого множества. При этом не учитывается неоднородность фрактала, так как все клетки имеют одинаковый вес, независимо от того, сколько точек фрактального множества в них попадает.

Следует отметить, что часто применяются также другие виды размерности, соответствующие различным алгоритмам вычисления: информационная размерность, корреляционная размерность, массовая размерность и некоторые др.

Фрактальная размерность показывает меру самоподобия иерархической совокупности и степень сложности структуры. Мера подобия оценивается диапазоном масштабов, в котором выполняется однородный степенной закон, а относительная степень сложности определяется абсолютным значением фрактальной размерности. Фрактальная размерность дает количественную меру сопоставления объектов или процессов, как правило, имеющих неодинаковое время формирования и/или характеризующихся различными физическими величинами.

В качестве примеров геометрических регулярных фракталов можно привести такие геометрические объекты, как: кривая Коха, снежинка Коха, губка Менгера, салфетка и ковер Серпинского и т.д. Известными фрактальными множествами являются множество Мандельброта, множество Жюлиа и другие.

Укажем основные признаки фрактальных объектов:

1) каждое множество с нецелой размерностью есть фрактал;

2) большинство фракталов инвариантны к масштабным преобразованиям, то есть самоподобны;

3) фрактальные кривые бесконечно изломаны и, соответственно, нигде не дифференцируемы;

4) соотношение между линейным размером и массой фрактала выражается степенной функцией. В каждом конкретном случае под массой может пониматься любая мера: длина, площадь, объем, число событий и т.д.

Различные экспериментальные и теоретические исследования указывают на то, что фракталы отражают, прежде всего, определенное состояние систем и подсистем разных уровней. Информативность фракталов обеспечивается: инвариантными и самоподобными свойствами, их способностью непосредственно передавать информацию о нарушении устойчивости структурного состояния системы и ее адаптивности к внешнему воздействию.

3. Самоподобные свойства сейсмического режима

Совокупность землетрясений, рассматриваемых как точки в координатах пространство-время, которые снабжены параметром энергии, формирует сейсмический режим (Касахара, 1985). Сейсмический режим представляет собой яркий пример самоподобного процесса.

По современным представлениям процесс генерации землетрясений является следствием деформации горной породы под действием тектонических сил. Поскольку данный процесс протекает в дискретной, иерархически самоподобной среде, то он также несет черты иерархичности, дискретности и автомодельности. Крупные отдельности в системе горной породы могут представлять собой целые ассоциации более мелких, реагирующих на внешние воздействия как единое целое. Система горной породы способна обмениваться массой и энергией как с внешней средой, так и между составляющими её отдельностями. При этом её отдельности могут достигать критической энергонасыщенности, терять устойчивость, сбрасывая избыток энергии в виде упругих волн (землетрясение). Потеря устойчивости может сопровождаться изменением конфигурации блоков относительно друг друга, их расчленением и консолидацией. Однако при этом свойства горной породы в целом практически не меняются; не меняется и характер энергомассо-

обмена в системе, иными словами, остается неизменным и общий характер сейсмического процесса.

Согласно этим представлениям горная порода, в которой происходит сейсмический процесс, должна рассматриваться как самоорганизующаяся система, находящаяся в состоянии динамического равновесия. При этом сами землетрясения представляют собой резкую потерю устойчивости, после чего происходит перестройка системы и адаптация к новому устойчивому состоянию. Указанные самоподобные (фрактальные) свойства сейсмического режима проявляются в степенном характере законов распределения землетрясений по пространству, по времени и по энергиям.

Существуют две модели, объясняющие фрактальный характер распределения землетрясений по частоте и магнитуде (Turcotte, 1992):

1. Разломы в земной коре распределены фрактально и к каждому разлому приурочены «свои» землетрясения с характерной магнитудой.

2. Землетрясения, происходящие на каждом разломе, распределены фрактально.

Отметим, что большинство исследователей отдают предпочтение первой модели: большие землетрясения связаны с большими разломами, в промежутках между большими землетрясениями сейсмическая активность тяготеет к вторичным разломам.

3.1. Фрактальная статистика землетрясений

Рассмотрим вкратце вопросы фрактальной статистики землетрясений, уделив основное внимание скейлинговым соотношениям в сейсмологии.

Более ста лет назад в 1894 г. Х. Омори установил, что распределение числа афтершоков n(t), регистрируемых в единицу времени спустя время t после главного толчка и магнитуды которых превышают заданную величину, подчиняется степенному закону: $N(t) \sim t^{-p}$, где p – скейлинговый показатель, величина которого близка к единице, значения t лежат в интервале от одного до ста дней (Крылов, Бобров, 2004).

Другой известной фрактальной закономерностью сейсмической активности является закон повторяемости землетрясений, описывающий зависимость количества происходящих землетрясений от их величины. Собственно, тот факт, что катастрофические землетрясения на земном шаре происходят редко, не столь крупные – чаще, а мелкие – постоянно, не представляется чем-то примечательным. При данной величине M число землетрясений с магнитудой больше M зависит от M следующим образом:

$$\lg N(M)=-bM+\lg a \qquad (3)$$

Данное соотношение выражает закон повторяемости землетрясений (закон Гутенберга-Рихтера). Этот закон справедлив как для отдельных регионов, так и для всего земного шара. Показатель b выражает соотношение между числом больших и малых сейсмических событий. Константа a – мера регионального уровня сейсмичности.

Подобный вид распределения указывает на то, что хотя катастрофические землетрясения случаются редко, для них не нужно искать специальный механизм – он тот же самый, что и для событий меньших масштабов (Turcotte, 1997). Т.е. можно заключить, что коэффициент b – параметр самоподобия сейсмического режима.

Как известно, энергия E, выделяемая при землетрясении, связана с магнитудой следующим соотношением:

$$\lg E=\alpha+\beta M, \qquad (4)$$

где α и β – эмпирические коэффициенты.

На основе (3) и (4) можно написать следующее соотношение:

$$N= 10^{\nu}E^{-d_E}, \qquad (5)$$

где $d_E=b/\beta$ и

$\nu= \alpha(\beta-b)/\beta$.

Данному однородному степенному закону (5) подчиняется распределение землетрясений по энергиям. Он дает строгое количественное обоснование представлениям о самоподобии сейсмического режима. Здесь степенной показатель d_E является фрактальной размерностью распределения землетрясений по энергиям.

3.2. Связь между параметром b в законе Гутенберга-Рихтера и фрактальной размерностью сети активных разломов и эпицентрального поля

Рассмотрим характер возможной связи между параметром b в законе Гутенберга-Рихтера и фрактальной размерностью сети активных разломов и эпицентрального поля.

Физические механизмы землетрясений, связанные с процессами роста трещин, дают основание полагать, что длина разрыва зависит от энергии землетрясения и, соответственно, от магнитуды.

Эмпирическими методами также установлен степенной характер соотношения между числом землетрясений N и длиной разрывного нарушения l, с которым они связаны (Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997):

$$N = \beta l^{-D}, \qquad (6)$$

где D – фрактальная размерность, β – константа. Этот закон носит универсальный характер и выполняется для регионов с различными тектоническими режимами.

Самоподобие сейсмического режима и фрактальные характеристики делимости земной коры дают основания полагать, что может быть выявлена связь между характеристиками степенных законов, описывающих эти явления.

Сейсмический момент M_0 связан с деформациями, происходящими во время землетрясения, соотношением (Касахара, 1985; Fowler, 2005):

$$M_0=\mu A u, \qquad (7)$$

где μ – модуль сдвига упругой среды, A – площадь, охваченная разрывом, u – среднее смещение по разрыву во время землетрясения.

Экспериментально установлено следующее соотношение (Kanamori, Anderson, 1975; Касахара,1985):

$$\lg M_0 = cM_w + s \qquad (8)$$

Это соотношение вводит новую шкалу магнитуд M_w – магнитуду, определяемую по моменту, c и s являются константами. Статистические оценки средних значений констант дают: $c \approx 1{,}5$, $s \approx 9.1$ (Касахара, 1985; Fowler, 2005).

В соотношении (8) часто вместо M_w приближенно используют магнитуду M_s, определяемую по поверхностным волнам:

$$\lg M_0 = 1{,}5\, M_s + 9.1 \qquad (9)$$

Кроме того, для M_0 имеет место соотношение (Kanamori, Anderson, 1975):

$$M_0 = \alpha A^{3/2} \qquad (10)$$

Комбинируя (10), (8) и закон Гуттенберга-Рихтера (3), получаем:

$$N = \gamma A^{3b/2c}, \qquad (11)$$

где γ – константа, полученная из комбинации других эмпирических констант. С учетом того, что $A \sim l^2$, где l – линейный размер, получаем соотношение:

$$N = \gamma_1 l^{3b/c} \qquad (12)$$

Сопоставляя (12) с (6), можем заключить, что:

$$D = 3b/c\ .$$

Взяв среднее значение $c = 1{,}5$, получаем:

$$D = 2b. \qquad (13)$$

Таким образом, приведенные формулы дают возможность определять фрактальную размерность совокупности разломов по параметру b в законе Гутенберга-Рихтера, построенном по распределению магнитуд поверхностных волн M_s. Основой этого соотношения является закон делимости.

Однако, надо заметить, что на практике данное соотношение далеко не всегда строго выполняется. Результаты анализа показывают, что наблюдается более сложная зависимость между D и b, чем (13) (Oncel et al., 1995; Oncel et al., 2001).

Так, в результате исследований, проведенных для некоторых районов Японии, были получены различные коэффициенты, связывающие эти параметры. Коэффициенты здесь варьируются в достаточно широких пределах и даже принимают отрицательные значения (Oncel et

al., 2001). В (Volant, Grasso, 1994; Caneva, Smirnov, 2004) также исследовалось соотношение между b и D и его изменение с течением времени. Показано, что (13) выполняется приближенно и не на всех интервалах времени.

На основе современных каталогов землетрясений и электронных разломных карт фрактальная статистика для многих регионов мира исследовалась различными авторами (Robertson et al., 1995; Turcotte, 1997). Так, были определены фрактальные показатели для землетрясений Калифорнии (Robertson et al., 1995). Исследовались фрактальные характеристики для территории всей Евразии и для ее регионов (Захаров, 2008). В ходе проведенного исследования были получены следующие параметры самоподобия для территории Евразии: фрактальная размерность сети активных разломов D_f, фрактальная размерность распределения эпицентров D_e, также построен график повторяемости землетрясений и определен параметр b (Захаров, 2008). Аналогичные фрактальные показатели были рассчитаны также для большинства районов Евразии: Восточного Средиземноморья, Кавказа, Ирана, Пакистана, Афганистана, Гималаев, Тибета, Курил и других.

Полученные для районов Евразии соотношения b, D_f и D_e показывают, что приближенно зависимость D=2b выполняется, хотя и наблюдаются довольно значительные отклонения.

4. Фрактальные характеристики землетрясений Азербайджана

4.1. Фрактальная характеристика распределения землетрясений Азербайджана по энергиям

В качестве базы данных проведенного исследования был использован сводный каталог землетрясений Азербайджана и сопредельных областей, составленный на основе различных каталогов международных сейсмических центров, таких как: NEIC, IRIS, CTBTO, ANSS, Республиканского Центра Сейсмологической Службы НАНА и некоторых других. Каталог содержит землетрясения с магнитудами от M=3.2 до M=7.0. На рисунке 1 представлена карта распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий за период 1902-2010 гг.

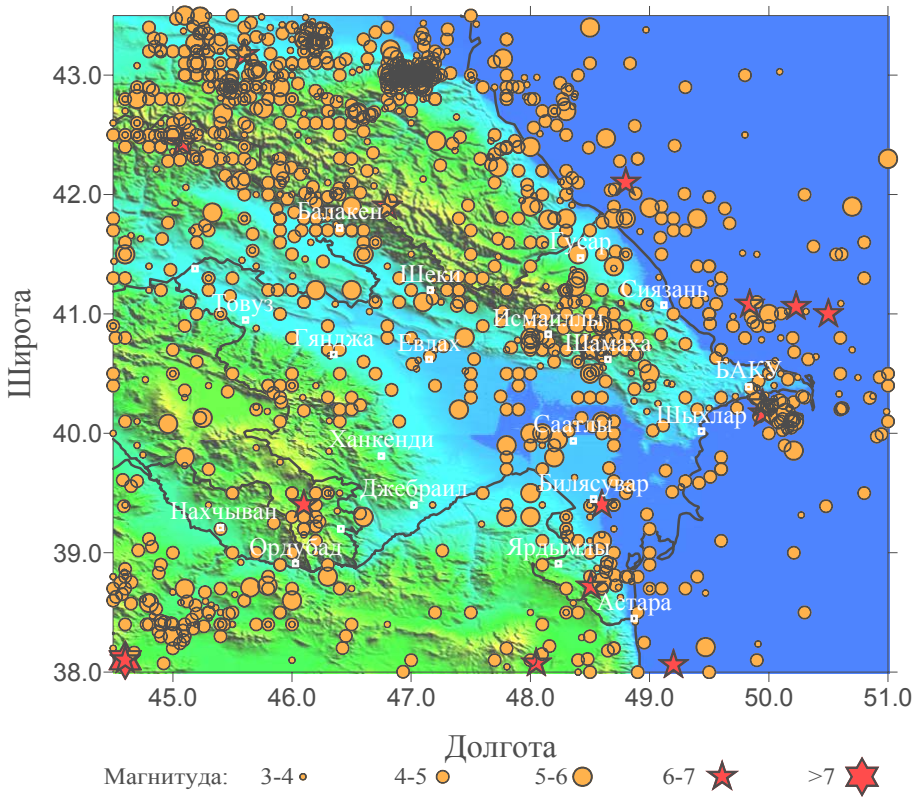


Рис. 1. Карта распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий (1902-2010)

На базе вышеупомянутого сводного каталога был построен график повторяемости землетрясений Азербайджана (рис. 2), отражающий логарифмическую зависимость количества землетрясений от их величины.

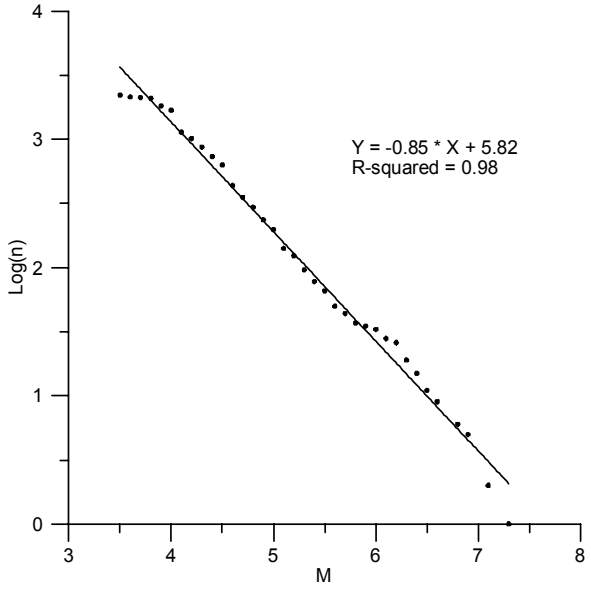


Рис. 2. График повторяемости землетрясений

Также был рассчитан закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера для территории Азербайджана:

$$\lg N = 5{,}82 - 0{,}85M.$$

Как известно, логарифм энергии сильных землетрясений и магнитуда связаны между собой формулой lgE=11,8+1,5M (Richter, 1958; Bath, 1981). Эмпирические исследования показали, что для Кавказа, в случае если M≥5,5, β=1,1, а в случае если M<5,5, β=1,8 (Ризниченко, 1985). Среднее значение этих данных β=1,5 и совпадает со значением β в формуле Рихтера.

Используя эмпирически полученные значения b и β, вычислим фрактальную размерность $d_E = b/\beta$ для землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий.

а) для землетрясений с M≥5,5,
$d_E = 0.85/1{,}1 = 0{,}77$;

б) для землетрясений с M<5,5,
$d_E = 0{,}85/1{,}8 = 0{,}47$.

Для среднего значения β=1,5 фрактальная размерность распределения землетрясений по энергиям для исследуемой территории составляет $d_E = 0{,}85/1{,}5 = 0{,}57$.

4.2. Фрактальная характеристика эпицентрального распределения землетрясений Азербайджана

Для определения фрактальной размерности пространственного распределения эпицентров землетрясений D_e был использован клеточный метод.

Используя карту эпицентров землетрясений, нами был построен график, отражающий логарифмическую зависимость количества непустых клеток N, то есть количества клеток, в которых располагается хотя бы один эпицентр землетрясений, от размера клеток разбиения территории Азербайджана r (рис. 3):

Получена следующая зависимость: lg(N)=-1,66*lg(r)+1,5. Соответственно, фрактальная размерность распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий (D_e) равна 1,66. Отметим, что при проведении расчетов размер очагов не учитывался, источник полагался точечным. Пространственные координаты измерялись в градусах, сферичность Земли не учитывалась.

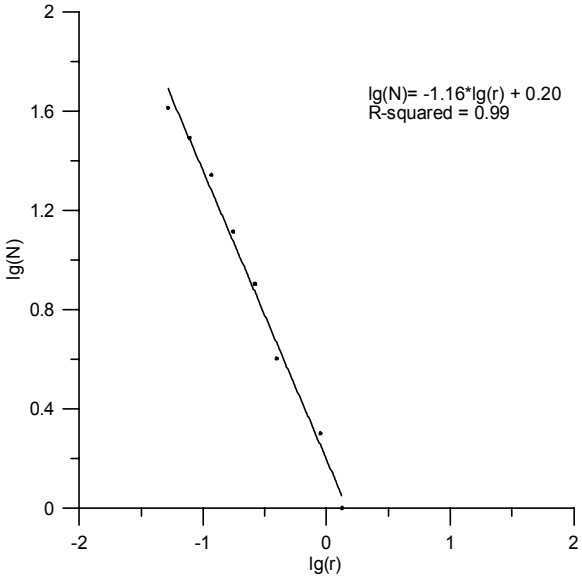


Рис. 3. Результаты вычислений фрактальной размерности эпицентрального распределения землетрясений Азербайджана (1902-2010 гг.).

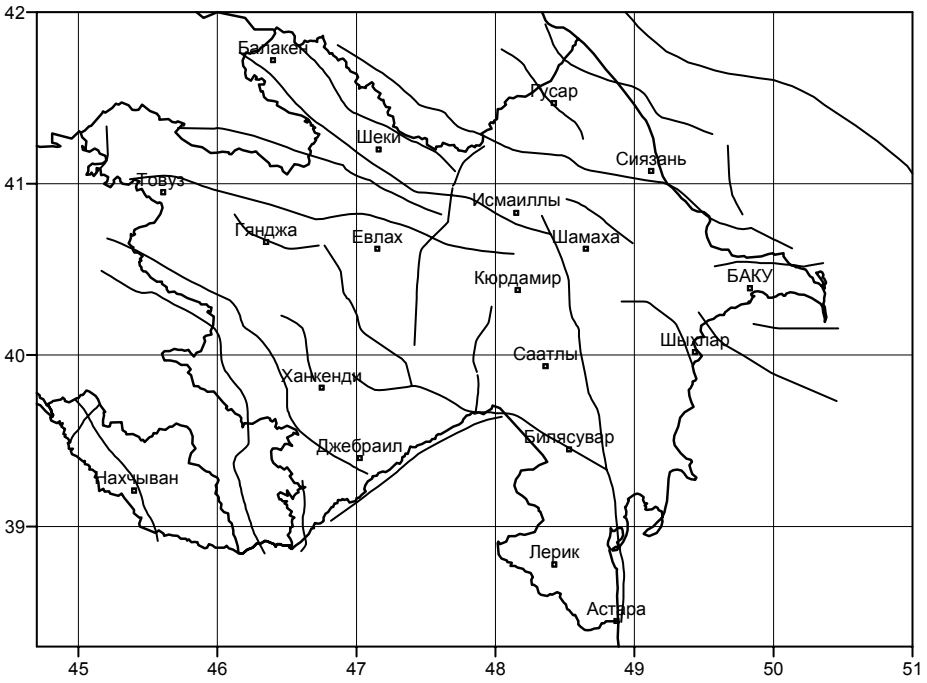


Рис. 4. Карта разломной тектоники территории Азербайджана

4.3. Фрактальная характеристика сети разломов Азербайджана

На рисунке 4 представлена карта основных разломов, охватывающих территорию Азербайджана (Гаджиев Р.М., 1965, Кадиров Ф.А., 2000).

Нами был построен график зависимости количества непустых клеток N (клеток, содержащих хотя бы одну часть разлома) от размера клеток разбиения r и была рассчитана фрактальная размерность разломной сети Азербайджана (рис. 5). При проведении данного исследования была составлена компьютерная программа. Для расчетов применялся метод подсчета клеток.

Получена следующая зависимость: lg(N)=-1,64*lg(r)+1,03. Таким образом, фрактальная размерность разломной сети Азербайджана (D_f) составляет 1,64.

Отметим близость полученных фрактальных размерностей эпицентрального распределения землетрясений D_e и разломной сети D_f Азербайджана, 1,66 и 1,64, соответственно.

Близкие значения данных размерностей могут указывать на сходство пространственных характеристик разломов и полей эпицентров и, таким образом, общую сбалансированность двух процессов. По всей видимости, фрактальное строение разломных сетей определяет особенности фрактальной пространственно-временной динамики землетрясений и наоборот.

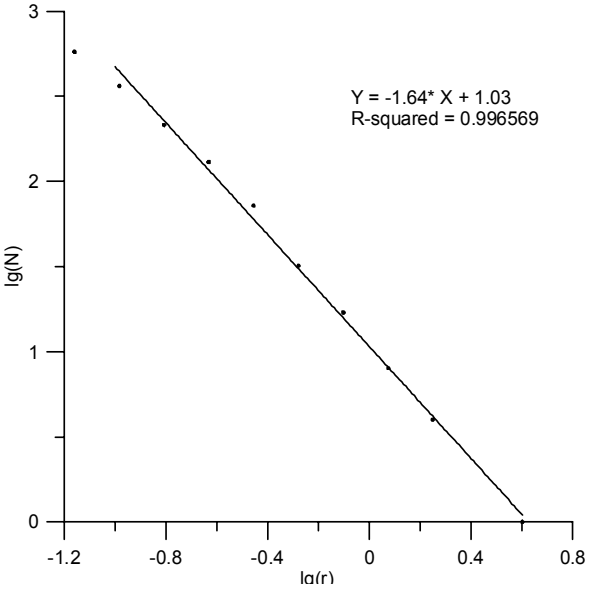


Рис. 5. Результаты вычислений фрактальной размерности разломной сети для Азербайджана

Выводы

Основным результатом наших исследований является получение количественных характеристик самоподобия сейсмического процесса, протекающего на территории Азербайджана.

Показатель фрактальной размерности распределения землетрясений по энергиям для Азербайджана (d_E) составляет 0,57, что довольно близко по своему значению к аналогичному общекавказскому показателю, который равен 0,60.

Показатель фрактальной размерности эпицентрального распределения землетрясений территории Азербайджана (D_e) составляет 1,66, что также близко по своему значению к аналогичной фрактальной размерности, рассчитанной для землетрясений Кавказа (1,67).

Показатель фрактальной размерности разломной сети Азербайджана (D_f) составляет 1,64. Полученный показатель имеет сходное значение с аналогичным показателем для разломной сети Кавказа (1,63).

Соответствие соотношений рассчитанной фрактальной размерности распределения эпицентров землетрясений Азербайджана D_e, фрактальной размерности разломной сети Азербайджана D_f и полученного параметра b в законе повторяемости Гутенберга-Рихтера равенству D = 2b увеличивает достоверность проведенного исследования.

Работа выполнена в рамках гранта УНТС №4801 по теме «Составление ГИС карт активных разломов и сейсмической опасности Азербайджана по GPS и сейсмологическим данным».

ЛИТЕРАТУРА

ГАДЖИЕВ, Р.М. 1965. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азербайджанское Гос. Издат. Баку. 200.

ЗАХАРОВ, В.С. 2008. Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов Евразии. http://georazrez.uni-dubna.ru/articles/2008/1-1/zakharov-kharakteristiki_samopodobiya_seysmichnosti.pdf.

Кадиров, Ф.А. 2000. Гравитационное поле и модели глубинного строения Азербайджана. Nafta Press. Баку. 112.

КАСАХАРА, К. 1985. Механика землетрясений. Мир. Москва. 264.

КРЫЛОВ, С.С., БОБРОВ, Н.Ю. 2004.Фракталы в геофизике, СПбГУ. Санкт-Петербург.135.

ЛУКК, А.А., ДЕЩЕРЕВСКИЙ, А.В., СИДОРИН, А.Я., СИДОРИН, И.А. 1996. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. ОИФЗ РАН. Москва. 210.

МАНДЕЛЬБРОТ, Б. 1975. Фрактальные объекты: форма, случайность и размерность.

МАНДЕЛЬБРОТ, Б. 2002. Фрактальная геометрия компьютерных исследований. 656 .

РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1985. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. Наука. Москва. 408.

САДОВСКИЙ, М.А., ПИСАРЕНКО, В.Ф. 1991. Сейсмический процесс в блоковой среде. Наука. Москва. 96.

ФЕДЕР, Е. 1991. Фракталы. Мир. Москва. 260.

BATH, M. 1981. Eartquake magnitude – recent research and current trends. *Earth science rev*., 17, 315-398

CANEVA, A., SMIRNOV, V. 2004. Using the fractal dimension of earthquake distributions and the slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Colombia. *Earth sciences research journal*, 8, 1, 3-9.

FOWLER, C.M.R. 2005. The Solid Earth: an introduction to global geophysics. Cambridge. Cambridge University press. 685.

KANAMORI, H., ANDERSON, D.L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Seis.Soc.Am.Bull*., 65, 1073-1096.

NANJO, K., NAGAHAMA, H. 2000. Spatial distribution of aftershocks and the fractal structure of active fault systems. *Pure and applied geophysics*, 157, 575-588.

NANJO, K., NAGAHAMA, H. 2004. Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults. *Chaos, solitons and fractals*, 19, 387-397.

ONCEL, A.I., WILSON, T.H., NISHIZAWA, O. 2001. Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values. *Journal of geophysical research*, 106, 2182 -21841.

ONCEL, A.O., ALPTEKIN, O., MAIN, I. 1995. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the north Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage. *Nonlinear Processes in Geophysics* , 2, 147-157.

RICHTER, C. 1958. Elementary seismology. Freeman. San Francisco. Calif. 768.

ROBERTSON, M.C., SAMMIS, C.G., SAHIMI, M., MARTIN, A.J. 1995. Fractal analysis of three-dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation. *Journal of geophysical research*, 100, B1, 609-620.

TURCOTTE, D.L. 1992. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge University press. Cambridge.

TURCOTTE, D.L. 1997. Fractals and chaos in geology and geophysics. Second edition. Cambridge University press. 398.

VOLANT, P., GRASSO, J.R. 1994.The finite extension of fractal geometry and power law distribution of shallow earthquakes: a geomechanical effect. *Journal of geophysical research*, 99, 21879-21889.

© А.З.Ахмедов, 2011

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ МЕДИСТЫХ КОНГЛОМЕРАТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАХЧЫВАНСКОЙ АР

А.З.Ахмедов

НИИ Минерального сырья МЭПР Азербайджана
AZ1117, Баку, ул. Натаван, 16

На примере 5 технологических проб, а также галечного материала двух рудопроявлений конгломератовых отложений Нахчыванской АР детально рассмотрены вещественный состав и технологические особенности этого минерального сырья. В целом, данное минеральное сырье характеризуется как золотоносная медная руда интенсивно окисленного типа. С учетом вещественного состава и выявленных технологических особенностей ценных компонентов (Cu, Au) разработаны и экспериментально подтверждены высокоэффективные технологические схемы переработки этих руд.

В центральной части Нахчыванской АР широко распространены оруденелые туфоконгломератовые отложения андезито-дацитового состава олигоценового возраста. По результатам поисковой стадии геологоразведочных работ, выполненных в 1961 – 1963 гг. (Мамедов и др., 1964) и в 1977 – 1979 гг. (Керимов и др., 1981) в этих отложениях выделена целая группа перспективных рудопроявлений меди (Хал-Халское, Гёйдаринское, Паизское, Мисдагское, Сурмалинское и др.), впоследствии названная Асхабюкяфской.

К сожалению, золотоносность данной группы рудопроявлений, изученных в основном наземными горными выработками (шурфы, канавы) и редкими относительно неглубокими скважинами, в указанных работах не была исследована и до настоящего времени в должной мере не оценена. Вместе с тем актуальность этого вопроса не вызывает сомнений, т.к. положительные её результаты могут способствовать переоценке и значительному повышению промышленной значимости данного широко распространенного в указанном регионе минерального сырья.

Впервые наличие свободного гравитационно легкоизвлекаемого самородного золота в рассматриваемом минеральном сырье было выявлено в 1971 году при технологических исследованиях пробы руды (вес 500 кг, Au – 0,4г/т), отобранной на Гёйдаринском рудопроявлении меди (Ахмедов, 1971). Затем в 1977-1979 гг., при поисковых геологоразведочных работах на Хал-Халском рудопроявлении меди в дубликате кернового материала одной из пробуренных в 1961-1963 гг. скважин также было выявлено наличие золота с содержанием до 2,2г/т (Керимов и др., 1981).

Приведенные данные принципиально указывают на золотоносность данных конгломератовых отложений и о возможном наличии в них, наряду с медью, значимых содержаний золота. Данный фактор может значительно повысить ценность этого минерального сырья. В этой связи в настоящей работе на примере относительно объемных (по весу) технологических проб, отобранных из различных близповерхностных точек (участков) Гёйдаринского и Хал-Халского рудопроявлений меди, детально рассматриваются вещественный состав и технологические особенности этих конгломератовых отложений.

Исследования выполнены на 5 технологических пробах, 4 из которых (весом по 80-100 кг) характеризуют Хал-Халское, а одна (весом 500 кг) Гёйдаринское рудопроявления. Отметим, что оценка материала пробы Гёйдаринского рудопроявления выполнена по результатам вышеуказанных исследований автора настоящей работы (Ахмедов, 1971), а оценка минерального сырья Хал-Халского рудопроявления произведена по результатам исследований 4 проб, отобранных в 2005 году из различных участков ранее пройденных (1961-1963 и 1977-1979 гг.) горных выработок (предварительно очищенных на глубину 5-10 см).

Принимая во внимание, что значительная часть рассматриваемых конгломератовых отложений представлена обломочным, а также галечным материалом округлой (сферической) формы различной крупности, непосредственному изучению вещественного состава была подвергнута также относительно крупная галька (диаметром 80-90 мм). Последняя была отобрана из материала одной из рассматриваемых технологических проб (№4) Хал-Халского рудопроявления.

Для оценки вещественного состава перечисленных материалов были использованы: химический (в т.ч. силикатный), пробирный (на Au, Ag), приближенно-количественный спектральный, термогравиметрический, химический рациональный (на соединения меди) анализы, а также минералого-петрографические исследования.

Химический состав

Согласно результатам химического, пробирного и спектрального анализов (табл. 1) материал всех рассматриваемых проб обоих рудопроявлений фактически идентичен. Отличие заключается лишь в содержаниях меди, изменяющихся по соответствующим пробам в пределах от 0,76% до 3,6%. Во всех этих пробах выявлено наличие золота с содержанием в пределах 0,2-0,4 г/т, что подтверждает золотоносность данного минерального сырья.

Особо следует отметить, что основной химический состав гальки и технологической пробы (№4), из которой была отобрана эта галька, также фактически одинаков. При этом в гальке выявлено определенное количество меди (0,15%) и даже несколько повышенные содержания (по сравнению с исходной пробой №4) золота (0,3г/т) и серебра (2,6г/т). Данный фактор дает основание утверждать – галька в рассматриваемых конгломератовых отложениях представляет собой золотоносный рудный материал, не отличающийся от цементирующего её материала.

Идентичность вещественного состава гальки и материала пробы (№4), из которой она отобрана, была подтверждена также результатами термогравиметрического анализа. Последний выполнен на аппарате «Дериватограф» марки Q-1500D (Венгрия) системы «Паулик – Паулик»-ERD при нагревании тонкоизмельченных (0,07мм) образцов рассматриваемых материалов в интервале температур 20-1000^{0}C с режимом обжига 20^{0}C/мин. Полученные в результате этого анализа термограммы (рис. 1) весьма схожи, что свидетельствует об однородности состава гальки и цементирующего её материала.

Оценивая химический состав материалов всех рассматриваемых проб (табл. 1), необходимо отметить, что основным промышленно значимым ценным компонентом в них является медь. Для попутного извлечения определенный интерес представляет золото, даже при столь незначительном (0,2-0,4 г/т) его содержании. Других ценных компонентов с промышленно значимыми содержаниями в этих пробах не выявлено. При этом положительным фактором является отсутствие в них таких вредных для рассматриваемого минерального сырья примесей, как мышьяк и сурьма.

Рассматривая наличие в исследованных пробах рудообразующих химических соединений, следует отметить весьма низкие содержания серного ангидрида (0,08-0,25%) и соответственно серы общей (0,03-0,1%), при относительно высоких содержаниях оксида железа (2,7-3,9%). Данный фактор свидетельствует об отсутствии в них значимых количеств сульфидных минералов и о высокой степени окисленности присутствующих в этом минеральном сырье рудных минералов.

Оценивая породообразующие химические соединения, следует указать относительно высокие содержания в пробах оксида алюминия (12,6-14,8%), а также оксидов натрия и калия (суммарно 6,5-7,4%), свидетельствующие о наличии в них большого количества глинистых минералов. Последние, как известно, являясь шламообразующими (при дроблении и измельчении руды), отрицательно влияют на технологические процессы извлечения ценных компонентов из рудного минерального сырья.

Вместе с тем следует отметить относительно низкое содержание в данном минеральном сырье оксида углерода (1,1-1,9%), указывающее на незначительное содержание карбонатных минеральных форм, что весьма благоприятно для технологических процессов, используемых в гидрометаллургических схемах переработки подобных руд.

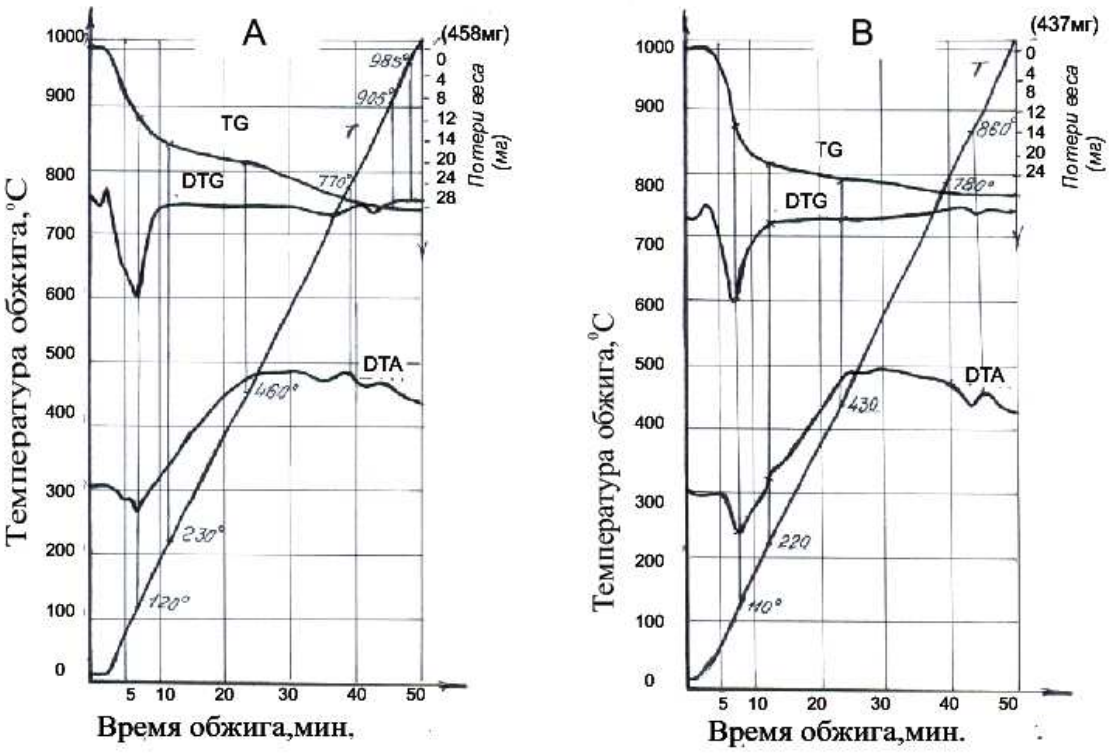


Рис. 1. Термограммы материала пробы №4 (А) и гальки (В) Хал-Халского рудопроявления

В целом, по результатам выполненных исследований материал всех рассматриваемых технологических проб следует характеризовать как золотоносная медная руда окисленного типа.

Минералого-петрографические исследования*

Принимая во внимание, что по своему химическому составу материал технологических проб Гёйдаринского и Хал-Халского рудопроявлений фактически идентичен, наиболее детально данные исследования выполнены на образцах каменного материала, отобранных из проб Хал-Хала.

Визуально последние представлены гальками и фрагментами конгломератовидной породы буровато-коричневого, серого, голубовато-зеленого цвета. Галька имеет округлую форму, крепкая, иногда напротив, не прочная – рассыпается от слабого давления. Соотношение гальки и связующей массы (цемента) можно оценить как примерно равное.

Под микроскопом связующая масса представлена песчано-гравийной смесью, подсчет размеров зерен которой показал, что доля средне- (0,2-1,0мм) и крупнозернистых (1,0-1,6 мм) частиц составляет в сумме более 80%, а доля гравийных (>3мм) частиц около 20%. Данный фактор позволяет характеризовать связующую массу как среднекрупнозернистый песчаник с примесью гравия. Изучение обеих составляющих конгломерата (галька – обломки, связующая масса) в шлифах показало, что все обломки по составу соответствуют андезитам и их туфам, собственно осадочный материал отсутствует.

Цементом песчано-гравийных зерен являются гидроокислы железа и цеолиты. Основная масса андезитов имеет буровато-коричневый цвет. Они обладают гиалопилитовой, пилотакситовой структурой с резким преобладанием основной массы (стекла) над вкрапленниками. Последние представлены плагиоклазом, (редко гиперстен), базальтической роговой обманкой, биотитом, пироксенами (авгит, пижонит).

* Исследования выполнены Г.А. Велиевым и А.А. Ахмедовым

Таблица 1

Химический состав технологических проб

Наименование элементов и соединений	Содержание: %, г/т					
	Гёйдаринское	Хал-Халское (место отбора пробы)				
	Проба №1	Проба№1 (штольня №1)	Проба №2 (шурф №1)	Проба №3 (канава №10)	Проба№4 (шурф №10)	Галька из пробы №4
Cu	3,6	0,87	2,08	0,92	0,76	0,15
Au,г/т	0,4	0,25	0,2	0,25	0,2	0,3
Ag,г/т	6,0	0,8	0,8	0,8	0,6	2,6
Zn	0,01	0,01	0,007	0,009	0,01	0,017
Pb	0,04	0,01	0,008	0,007	0,006	0,003
Ni	0,005	0,008	0,006	0,006	0,009	0,006
Co	0,004	0,006	0,008	0,006	0,005	0,005
Fe_2O_3,общ. в т.ч. Fe вал.	3,87 2,71	3,82 2,67	3,14 2,20	2,73 1,91	3,20 2,24	3,38 2,37
SO_3 в т.ч. S общ.	0,13 0,05	0,15 0,06	0,25 0,10	0,18 0,07	0,15 0,06	0,08 0,03
$Si\ O_2$	60,94	67,07	67,65	69,76	66,99	67,35
Al_2O_3	13,86	14,82	14,78	13,89	12,57	14,65
CaO	4,05	2,04	2,08	2,18	4,87	3,19
MgO	1,28	0,62	0,18	0,35	0,65	0,45
Na_2O	3,35	4,33	4,62	3,51	4,12	4,39
K_2O	3,57	3,06	1,92	2,76	2.37	2,68
MnO	0,10	0,07	0,05	0,055	0,07	0,07
TiO_2	0,56	0,84	0,73	0,77	0,85	0,74
P_2O_5	0,21	0,12	0,11	0,14	0,12	0,12
CO_2	1,94	1,16	1,35	1,41	1,70	1,10
H_2O^+	2,42	1,20	1,04	1,17	1,11	1,35
Сумма	99,94	100,20	100,01	99,58	99,56	99.73
V*	0,006	–	–	–	0,003	0,001
Cr*	0,005	–	–	–	0,003	0,001
Ba*	0,09	–	–	–	–	–
Zr*	–	–	–	–	0,001	0,001

*- определено приближенно количественным спектральным анализом, при этом As, Sb, W в пределах до 0.01%, Bi, Sn, Cd, Ge в пределах до 0.001%, Mo в пределах до 0.0001% не обнаружены.

Песчано-гравийные зерна имеют угловато-округлую форму. По составу они являются производными андезитовых лав с микролитовой, гиалопелитовой, пилотакситовой, витрофировой структурами. Наименее окатанными являются обломки вулканического стекла темного, почти черного цвета, не реагирующие на поляризованный свет. Редко встречаются обломки черной пемзы с мелкими сферическими пустотами. В обломках наблюдается плотная упаковка зерен, тесно сжатых даже по криволинейным стыкам, что почти нет пространства для развития цемента. Поэтому последний большей частью носит пленочный (толщина 0,01- 0,05мм) характер. При сильных увеличениях (450^x) этот пленочный цемент имеет коричневый цвет, расплывчатый облик, сложен войлокообразным тонкокристаллическим веществом – стильбитом, чешуйками железной слюды и цеолитом.

Гидротермальное изменение пород выразилось в хлоритизации, карбонатизации, цеолитизации, окварцевании. При этом *хлоритизация* наблюдается в замещении вкрапленников андезитов темного цвета (пироксен) агрегатом шелковистого светло-зеленого цвета. Встречаются мелкие миндалевидные (0,1 х 0,2, 0,2 х 0,7мм) агрегаты, заполненные хлоритом и тридимитом.

Карбонатизация наблюдается в прожилках (0,2–0,5мм) линейного и неправильного типа, а также пятнах, встречаемых в се-

рых и бурых трещиноватых гальках и фрагментах конгломерата. Иногда карбонат содержит мелкие включения рудного минерала буро-коричневого цвета.

Цеолитизация проявлена отчетливо, при этом наиболее значительные скопления цеолита наблюдаются в ассоциации с купритом. Иногда в тонких сетях микропрожилков цеолита присутствует и более поздняя хризоколла. Из группы цеолитовых минералов наиболее ранним отмечается шабазит. Более поздним является стильбит оранжевого цвета (пропитан окислами железа). В единичных пустотах, выполненных халцедоном, встречен также натролит.

Окварцевание встречается часто. Оно выражено в развитии тридимита, местами замещающего стекло андезитов и плагиоклаз вкрапленников. Тридимит встречается исключительно в агрегатах размером от 0,01х0,02 до 0,016х0,025 мм, иногда они вытянуты в прерывистые прожилки и пятна. Отдельные зерна тридимита имеют размер 0,003-0,005 мм, в срастаниях приобретают характерное чешуйчатое строение. Кроме того, в образцах встречены редкие прожилки (0,1-0,3 мм) халцедона, образующего иногда радиально-лучистые агрегаты, а также правильные сферические выделения кристобалита, диаметром 0,02 мм.

Оруденение, согласно изученным полированным шлифам и аншлифам, представлено в рассматриваемом минеральном сырье в основном гипергенными минералами меди и железа. Для первых характерен широкий набор минералов, включающий (в порядке уменьшения распространенности): куприт, тенорит, хризоколла, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, самородная медь, атакамит. Из минералов железа выявлены: лимонит, гётит, гидрогётит, гематит и магнетит. Установлен также минерал магния – рутил.

Медное оруденение в каменном материале макроскопически представлено в виде пятен куприта, окруженных ореолом пёстроокрашенных гипергенных медных минералов. В шлифах отчетливо виден замкнутый характер пятен, не связанных друг с другом какой-либо системой прожилков. Вероятнее всего, включения самородной меди присутствовали в андезитах в виде разрозненных, преимущественно 2-5 мм вкраплений, которые впоследствии (при окислении) были окружены ореолом переотложенных прожилков куприта, тенорита, хризоколлы и др. вторичных минералов меди. Эта зональность наблюдается также в отдельных штуфных образцах (рис. 2) руды: в ядре самородная медь радиально сменяется купритом, а затем теноритом.

Куприт и несколько в меньшей степени тенорит являются наиболее распространенными медными минералами. При этом первый наблюдается в основном в виде целых зерен, скрытокристаллических выделениях и идиоморфных кристаллах. Часто куприт слагает вышеописанные пятна и прожилки в нерудной массе; в проходящем свете имеет рубиново-красный цвет, изотропен.

Тенорит образуется по куприту, замещая его по периферии. Местами, удаляясь от куприта, он образует самостоятельные прожилки; в пустотах, в благоприятных для кристаллизации условиях, образует сферовидные натечные формы. В проходящем свете имеет черный цвет, непрозрачен.

Хризоколла – широко распространенный минерал рассматриваемых руд. Она, проникая по межзерновым пространствам, образует обширные ореолы пропитки вокруг куприт–теноритовых агрегатов, особенно в туфах. Это могло произойти благодаря избирательному замещению хризоколлой пленочного (цеолитового) цемента туфов, что подтверждается тем, что в андезитах хризоколла использует уже сформированную сеть микротрещин, заполненных предрудным цеолитом. Замещая последний, этот минерал местами образует дополнительные прожилки мощностью от 0,05 до 0,5 мм, которые сложены радиально-лучистыми и одновременно колломорфно-слоистыми агрегатами. Хризоколла имеет голубовато-зеленый, светло-зеленый, местами темно-зелёный цвет.

Малахит и азурит встречаются спорадически. Первый образует скрыто-кристаллические, зернистые скопления и радиально-лучистые агрегаты удлиненных кристаллов. Наблюдаются также колломорфные выделения малахита. Последний часто пропитывает карбонат и другие нерудные минералы, окрашивая их в зеленый цвет. Внутри агрегатов малахита изредка встречаются сростки хлористого

соединения меди – атакамит [$Cu_2Cl(OH)_3$]. Азурит встречается в разрозненных зернах, иногда в колломорфных выделениях.

Халькозин и ковеллин, являясь вторичными сульфидными минералами меди, встречаются редко. Они образуют агрегаты различных конфигураций во вмещающих породах. Иногда эти агрегаты образуют в нерудной массе брекчевидные текстуры. Эти брекчии, имея эллипсо- и линзовидные формы, занимают небольшие площади.

Самородная медь также отмечается редко. Она представлена в основном выделениями неправильной формы, по которым, как было отмечено выше, развивается куприт в виде широкой каймы. Отмечается большой разброс размеров выделений самородной меди: от весьма мелких аллотриоморфных, дендритовидных, пористых, мохообразных частичек (зерен) до плотных, удлиненных, проволоковидных форм (прожилков) металла, диаметром 4-5 мм и длиной до 9-12 мм (рис. 2). Часто наблюдаются мелкие включения самородной меди (0,01-0,1 мм), проникающие в куприт по микротрещинам последнего, а также образующего скопления вблизи выделений куприта. Иногда встречаются выделения самородной меди, корродированные гидроокислами железа.

Магнетит встречается в виде спорадически рассеянных зерен в нерудной массе. Обычно он целиком или частично замещен гематитом по периферии. Наблюдается также замещение магнетита гидроокислами железа.

Золото, вследствие незначительных его содержаний (0,2-0,4 г/т), в изученных аншлифах не выявлено. В этой связи для оценки его структурного состояния усредненные, относительно крупноизмельченные (60-65% ─ 0,08 мм) материалы проб Гейдаринского и Хал-Халского (проба №4) рудопроявлений, были подвергнуты ртутной амальгамации. В результате установлено, что почти всё золото, содержащееся в этих пробах, было извлечено в амальгаму. Данный фактор свидетельствует, что основное количество этого металла в рассматриваемом минеральном сырье представлено в свободном самородном состоянии, возможном для извлечения как гравитационным, так и флотационным методами обогащения.

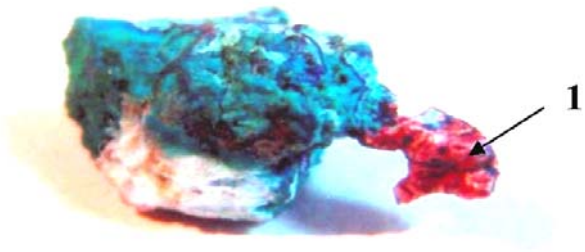


Рис. 2. Самородная медь (1), ассоциируемая с теноритом, хризоколлой, покрыта порошковатым малахитом

В целом, по результатам минералого-петрографических исследований в материалах проб рассматриваемых конгломератовых рудопроявлений выявлен широкий набор разнообразных, в основном гипергенных минералов меди, что подтверждает высокую степень окисленности данного минерального сырья. При этом необходимо отметить, что многие из них, наряду с тесной ассоциацией с минералами вмещающих пород (особенно с гидроокислами железа и глинистыми составляющими) и колломорфным состоянием, резко отличаются своими физико-химическими и соответственно технологическими свойствами. В этой связи возникает необходимость оценки рассматриваемых ниже количественных соотношений присутствующих в этих рудах технологических разновидностей минеральных форм меди.

Золото, как ценный попутный компонент, характеризуется в данном минеральном сырье в основном свободной самородной формой, пригодной для извлечения гравитационным, либо флотационным методами обогащения.

Технологические разновидности минералов меди

Основным, наиболее рациональным технологическим методом переработки первичных и частично окисленных (смешанных) медных руд является, как известно, флотационный способ обогащения. Возможность переработки окисленных руд данным способом определяется обычно относительным количеством (по сравнению с общим содержанием) в них сравнительно легкофлотируемых гипергенных минералов, так называемой *свободной меди*: малахит, азурит, тенорит, куприт, а также халькозин, ковеллин и само-

родная медь. К трудно и практически не флотируемым минералам относят минералы *связанной меди*, в том числе: хризоколлу, диоптаз, минералы водорастворимой меди (хальконтит, бутит), а также изоморфно связанные с некоторыми гидроокислами железа и частично с гидросиликатами, алюмосиликатами и фосфатами (бирюза, элит и др.). В этой связи для технологической характеристики окисленных медных руд большое значение имеет не только детальное изучение вида соединений меди (минералогическое изучение), но и некоторая общая суммарная характеристика этих соединений, определяющая пригодность данной руды для переработки тем или иным методами.

В зависимости от соотношения содержаний *свободной* и *связанной* меди, определяемого специальным рациональным химическим анализом, окисленные руды условно делят на относительно легкофлотируемые – неупорные и труднофлотируемые – упорные. При суммарном содержании легкофлотируемых соединений меди более 75% руда считается неупорной (Абрамов, 1986). Упорные же руды при соответствующих экономически выгодных содержаниях общей меди перерабатывают обычно комбинированными методами, основанными на гидрометаллургических процессах.

С целью определения пригодности рассматриваемого минерального сырья для переработки его флотационным либо гидрометаллургическим методами на усредненных материалах технологических проб Гейдаринского и Хал-Халского (проба №4) рудопроявлений был выполнен соответствующий рациональный (фазовый) анализ (табл.2) по методике, представленной в работах А.А. Абрамова (1986) и С.И. Митрофанова и др. (1970). Определение количества водорастворимой (сульфатов) и самородной меди, а также халькопирита выполнено по методике Н. А. Филипповой (1963).

Результаты исследований (табл.2) свидетельствуют, что в рассматриваемом минеральном сырье количество флотационно-извлекаемых минералов меди незначительно (42-48%), поэтому применение названного метода обогащения представляется нецелесообразным.

Наиболее эффективным для извлечения меди из этих руд может быть технологическая схема, основанная на гидрометаллургических процессах. В этом случае, согласно экспериментально полученным данным (табл.2), при сернокислотном выщелачивании можно максимально извлечь в раствор до 96-98% меди, содержащейся в этих рудах.

В рассматриваемых рудах выявлено некоторое количество самородной меди (4-5 отн. %), крупные формы которой характеризуются обычно как гравитационно легко извлекаемые; мелкие же формы легко извлекаются флотацией.

Следует отметить весьма незначительное присутствие халькопирита, выявленное только в пробе Гейдаринского рудопроявления (0,5 отн.%), что ещё раз подтверждает высокую степень окисленности данного минерального сырья.

Технологическая характеристика руд

Вышеприведенный детальный анализ вещественного состава рассматриваемого минерального сырья дает основание полагать, что для наиболее полного извлечения из него многообразных минеральных форм основного ценного компонента – меди следует использовать технологические схемы, основанные на гидрометаллургических процессах. Вместе с тем наличие самородных форм выделений меди и золота указывает на целесообразность применения в «голове» технологической схемы обработки руд гравитационные способы обогащения. В этой связи технологические эксперименты были выполнены по обоим указанным направлениям.

Принимая во внимание, что в испытуемых рудах присутствуют наряду с мелкими относительно крупные формы самородной меди, а возможно, и золота, предварительно были выполнены укрупненные гравитационные опыты на передвижной (полевой) обогатительной установке ПОУ-4-3М конструкции Тульского НИИГП. Эти эксперименты были проведены на материалах 3 проб Хал-Халского рудопроявления (№1,2 и 3), весом по 60-80кг. Испытания были выполнены на 2 крупностях предварительно раздробленных руд: 10 и 5мм.

Таблица 2

Технологические разновидности минералов меди

Наименование технологических разновидностей минералов меди	Абсолютное содержание Cu, %		Распределение Cu, %	
	Гёйдара проба№1	Хал-Хал проба№4	Гёйдара проба№1	Хал-Хал проба№4
Флотационно–извлекаемые (растворимые в 2% р-ре KCN)	1,752	0,315	48,0	42,0
Гидрометаллургически–извлекаемые (растворимые в 5% р-ре H_2SO_4)	3,57	0,720	97,8	96,0
Водорастворимые (сульфаты)	0.007	0,0008	0,2	0,1
Самородная	0,186	0,032	5,1	4,3
Первичные сульфиды (халькопирит)	0,018	-	0,5	-
Общее содержание Cu в пробе	3,65	0,75		

В результате экспериментально установлено, что гравитационный способ обогащения материала крупностью 5мм, хотя и обеспечивает получение низкокачественного медного золотосодержащего концентрата (Cu – 14,5-16,5%, Au – 2г/т), однако степень извлечения названных металлов в этот концентрат не превышала соответственно 5,8 и 5%.

Данный фактор, как и предполагалось, подтвердил, что количество свободных крупных самородных форм меди и золота в рассматриваемом минеральном сырье незначительно. Для эффективного извлечения самородных форм этих металлов и прежде всего золота руду необходимо измельчать более тонко.

С этой целью гравитационные опыты были продолжены в лабораторных условиях на сравнительно более тонко измельченных материалах (50-70% ─ 0,08мм) проб обоих рудопроявлений.

Экспериментально установлено, что использование гравитационной технологической схемы, включающей предварительную обработку измельченной руды (60-65% ─ 0,08 мм) в двухкамерной лабораторной отсадочной машине либо двухъярусном веерном шлюзе с последующей перечисткой полученного чернового концентрата на сотрясательном (концентрационном) столе, обеспечивает удовлетворительные для подобного минерального сырья показатели обогащения (особенно по золоту).

Из Гёйдаринской руды был получен золотосодержащий медный концентрат (Cu – 28,5%, Au – 8.9г/т) при извлечении в него до 19,5% меди и 60% золота. Из руды Хал-Хала (проба №4) с более низким содержанием в ней меди (0,76%) и золота (0,2г/т) получен золотосодержащий медный продукт (Cu – 5,1%, Au – 8,2г/т) при извлечении в него до 10,1% меди и 63% золота.

Примечательно, что в руде Хал-Хала концентрация золота в гравитационном концентрате повысилась (по сравнению с исходной рудой) более, чем в 40 раз. Кроме того, следует отметить, что значительная часть оставшегося, неизвлеченного из этой руды золота (25-30%), перераспределилась в хвосты концентрационного стола (хвосты перечистки), являющиеся промежуточным продуктом гравитационной схемы. Данный фактор дает основание предполагать, что в промышленных условиях, при осуществлении данного процесса в замкнутом непрерывном цикле, показатели извлечения золота в конечный гравитационный концентрат будут значительно выше указанных.

В целом, рассмотренные эксперименты выявили весьма важную технологическую характеристику золота данного минерального сырья. Основное количество этого металла представлено, хотя и мелкими, однако легко извлекаемыми гравитационным методом обогащения самородными формами. Изучение золотин, выделенных под бинокуляром из гравитационного концентрата Гейдаринского рудопроявления (рис. 3), показало, что они имеют в основном форму пластинок и дендритовидных кристаллов с пористой поверхностью, часть из них покрыта гидроокислами железа. Крупность золотин неравномерная, размеры их колеблются в пределах от 0,02 до 0,5мм.

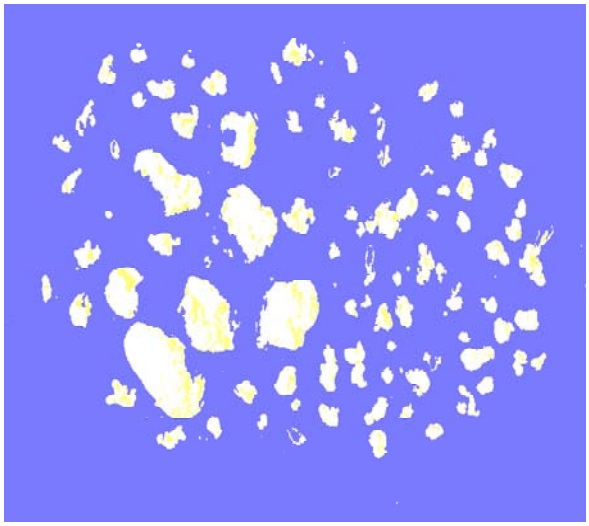


Рис. 3. Самородное золото, выделенное из гравитационного концентрата Гейдаринского рудопроявления

Как было отмечено выше, значительная часть основного ценного компонента данного минерального сырья представлена практически нефлотируемыми медными минеральными соединениями. Для извлечения последних были испытаны два гидрометаллургических способа, основанных на обработке рудного материала слабыми водными растворами серной кислоты (2-3%).

Один из них – агитационный, осуществлялся при механическом перемешивании относительно мелко измельченного материала в указанном растворе-растворителе. Второй – перколяционный, осуществлялся в соответствующих стеклянных перколяторах посредством непринудительного просачивания раствора-растворителя через слой неподвижно лежащего относительно крупнодробленого материала руды. Последний способ позволяет оценить возможность применения к рассматриваемому минеральному сырью экономически наиболее эффективного – кучного метода выщелачивания.

Эксперименты по агитационному способу выщелачивания, выполненные на рудах Гейдары и Хал-Хала (проба №4), показали, что наиболее высокие показатели растворимости меди (в пределах 93-96%) обеспечиваются как на материалах исходных технологических проб, измельченных до крупности 60-65% – 0.08 мм, так и на хвостах гравитации этих проб указанной крупности. При этом оптимальными условиями выщелачивания являются: исходная концентрация серной кислоты в растворе-растворителе 40-60 г/л; Т:Ж=1:1,75-2,0; продолжительность процесса – 60 мин. при комнатной температуре (20-22^{0}С).

Эксперименты по перколяционному выщелачиванию выполнены на материале пробы Хал-Хала (№4) крупностью 95% менее 5мм. Результаты этих исследований показали, что непосредственное перколяционное выщелачивание руды указанной крупности малоэффективно, что обусловлено наличием в обрабатываемом продукте значительного количества мелкого (0,5мм) шламистого глинистого материала, Последний, заполняя пространство между более крупными частицами руды, препятствует просачиванию раствора-растворителя.

С целью снижения отрицательного влияния шламов на ряде зарубежных предприятий, перерабатывающих подобные окисленные медные руды, применяют предварительное выделение шламов посредством грохочения дробленой руды по классу менее 1мм. Материал менее 1мм подвергается агитационному, а классы более 1мм – перколяционному выщелачиванию в отдельных циклах (Абрамов и др., 1991).

Подобная комбинированная технология, испытанная на пробе руды Хал-Хала (№4) с исходной крупностью 5мм, обеспечила высокую эффективность как перколяционного, так и агитационного узла выщелачивания. В изысканных оптимальных режимах названных процессов суммарная степень растворимости меди составила почти 94% при расходе серной кислоты 64 кг/т руды. При этом один из главных показателей, определяющих возможность применения перколяционного процесса – скорость просачивания (перколяции) раствора увеличилась более, чем в 70 раз по сравнению с аналогичным процессом на необесшламленном материале.

Для выделения меди из продуктивных растворов применен метод осаждения (цементации) ее губчатым железом, широко используемым в практике переработки подобных руд. С этой целью были испытаны два способа выделения медного концентрата: фильтрационный, основанный на осаждении меди из предварительно отфильтрованного раствора;

безфильтрационный, основанный на цементации меди непосредственно в пульпе сернокислотного выщелачивания с последующей флотацией образовавшейся цементной меди из этой же пульпы. Последний способ, согласно данным практики, обеспечивает возможность извлечения во флотационный концентрат определенного количества благородных металлов, часто присутствующих в подобных типах руд (Абрамов и др., 1991).

Экспериментально установлено, что комбинированная перколяционно-агитационная схема выщелачивания относительно крупнодробленого материала (95% – 5 мм) руды Хал-Хала с последующим выделением меди из продуктивных растворов цементацией губчатым железом, обеспечивает получение качественного концентрата (Cu – 59,1%) при извлечении меди из этой руды в количестве 93,5%.

Опыты по безфильтрационной технологии, основанной на агитационном выщелачивании измельченной (60-62% – 0,08мм) руды Хал-Хала с последующей флотацией цементной меди непосредственно из пульпы выщелачивания, показали возможность получения золотосодержащего медного концентрата (Cu – 48,6%, Au – 6,8 г/т), при извлечении в него меди – 89,6% и золота – 58,5%.

Комбинированная технологическая схема, включающая предварительное гравитационное обогащение с последующей гидрометаллурго-флотационной схемой переработки хвостов гравитации была испытана на пробе руды Гейдары крупностью 50% – 0,08 мм. Данная схема и изысканный технологический режим обеспечили возможность получения двух медных золотосодержащих концентратов: гравитационного (Cu – 28,5%, Au – 8,9 г/т) и флотационного (Cu – 36,8%, Au – 1,4 г/т), при суммарном извлечении в них 95,7% меди и 75,8% золота, содержащихся в указанной пробе руды.

Заключение

Детальное изучение вещественного состава 5-ти технологических проб и галечного материала, отобранных из двух рудопроявлений Асхабюкяфской группы конгломератовых отложений Нахчыванской АР, позволяет характеризовать данное минеральное сырьё как золотоносные медные руды интенсивно окисленного типа. При этом галечный материал, составляющий значительную часть этого минерального сырья, представляет собой идентичную золотосодержащую медную руду, не отличающуюся от цементирующего его материала.

Медь в рассматриваемом минеральном сырье представлена широким набором гипергенных минералов (куприт, тенорит, хризоколла, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, атакамит) и частично (на 4-5 отн.%) самородной формой. Последняя характеризуется как весьма мелкими (0,01-0,1мм), так и относительно крупными удлиненными (до 9-12 мм) проволоковидными выделениями. Гипогенной формы сульфида меди – халькопирита в изученных материалах выявлено весьма незначительно (0,5 отн.%).

Технологически значительная часть соединений меди (более 50 отн.%) характеризуются практически не извлекаемыми флотационным методом обогащения минеральными формами (хризоколла, колломорфные формы малахита и азурита, тесно ассоциируемые с минералами вмещающей породы и др.). Вместе с тем основная часть меди (более 95%) представлена гидрометаллургически легко извлекаемыми (в слабых растворах серной кислоты) минеральными соединениями.

Золото, несмотря на незначительное (0,2-0,4г/т) его содержание в изученных технологических пробах, характеризуется в основном хотя и мелкими, однако свободными самородными формами, легко извлекаемыми гравитационными методами обогащения. Крупность золотин (рис.3), выделенных из гравитационного концентрата одной из технологических проб (Гейдара), колеблется в пределах от 0,02 до 0,5 мм.

С учетом вещественного состава и выявленных технологических особенностей данного минерального сырья, для выделения ценных компонентов (Cu, Au) разработаны и испытаны в лабораторных условиях различные технологические схемы, основанные как на комбинации гравитационного обогащения и гидрометаллургического процесса, так и на непосредственной гидрометаллургии. По всем испытанным схемам получены высокие технологические показатели извлечения меди и золота в кондиционные товарные продукты –

концентраты. Рекомендация какой-либо одной из них может быть сделана только после более детальных геологоразведочных работ по оценке золотоносности рассматриваемых рудоносных конгломератовых отложений.

При достаточно значимых запасах золота наиболее рациональной представляется схема, основанная на гравитационно-гидрометаллургической технологии переработки относительно тонко измельченной (50-60% менее 0.08мм) руды.

При отсутствии значимых запасов золота наиболее экономически и технологически эффективной представляется комбинированная гидрометаллургическая схема, основанная на перколяционно-агитационном процессе переработки относительно крупнодробленой руды размером менее 10 мм, а, возможно, и менее 20 мм. По этой схеме в качестве перколяционного процесса может быть использован один из наиболее экономически выгодных – кучный метод выщелачивания.

В целом, согласно приведенным исследованиям, рудоносные конгломератовые отложения Асхабюкяфской группы рудопроявлений представляются перспективными на обнаружение относительно значимых запасов золота. Для более детальной оценки золотоносности этого минерального сырья рекомендуется проведение соответствующих геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

АБРАМОВ, А.А. 1986. Технология обогащения окисленных и смешанных руд цветных металлов. Недра. Москва. 302.

АБРАМОВ, А.А., ГОРЛОВЕЦКИЙ, С.Н., РЫБАКОВ, В.В. 1991. Обогащение руд цветных и редких металлов в странах Азии, Африки и Латинской Америки. Недра. Москва. 312.

АХМЕДОВ, А.З. 1971. Изучение обогатимости вкрапленных медистых руд олигоценовых отложений Нахичеванской АССР. Отчет Аз. ОКИ ЦНИГРИ. Государственные Информационно Архивные Фонды Министерства Экологии и Природных Ресурсов (ГИАФ МЭПР). Баку.

КЕРИМОВ, Ю.А. и др. 1981. Отчет о результатах поисковых работ на площади развития третичных магматических образований вдоль полосы Нахичеванского бортового разлома на ртуть, сурьму и редкие элементы за 1977-1979гг. ГИАФ МЭПР. Баку.

МАМЕДОВ, М.М. и др. 1964. Отчет Нахичеванской поисково-разведочной партии за 1961-1963гг. ГИАФ МЭПР. Баку.

МИТРОФАНОВ, С.И. и др. 1970. Комбинированные методы переработки окисленных и смешанных медных руд. Недра. Москва. 288.

ФИЛИППОВА, Н.А.,1963. Фазовый анализ руд цветных металлов и продуктов их переработки. Металлургиздат. Москва. 20- 27.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Г.В.Мустафаев

© Ад.А.Алиев, Т.М.Сарыджалинская, 2011

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД – ВЫБРОСОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

Ад.А.Алиев, Т.М.Сарыджалинская

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29А

В статье рассмотрены стадии литогенеза твердых выбросов наземных и морских грязевых вулканов по данным изучения глинистых минералов и структурно-минералогических изменений пород, выделены парагенетические ряды совместного осаждения минералов и их превращений, характерных для процессов диа- и катагенеза. Определены две генетические разности смектита и три генерации кальцита. В составе пород грязевулканической брекчии впервые установлены высокотемпературные минералы – санидин и адуляр из группы полевых шпатов и микролиты кварца.

Исследование пород грязевулканических брекчий представляет научно-теоретический и практический интерес как с точки зрения нахождения их на больших глубинах, не вскрытых еще разведочным бурением, так и выяснения влияний постседиментационных процессов на вторичные преобразования пород, которые могут быть использованы для выявления перспектив нефтегазоносности глубокозалегающих отложений.

Вторичные процессы, развивающиеся в породах грязебрекчий, сопровождаются регенерацией, гравитационной коррозией, кальцитизацией, выщелачиванием, перекристаллизацией, хлоритизацией, образованием аутигенных минералов и другими факторами. Происходящие в них изменения влекут за собой структурные преобразования. Если процессы регенерации приводят к образованию вторичных структур гравитационного уплотнения, то процессы распада отдельных минералов вызывают разуплотнение.

Катагенез пород и трансформация глинистых минералов – сложный процесс, протекающий в длительном геологическом времени под действием взаимосвязанных и взаимообусловленных природных факторов. Поэтому выявить влияние каждого из них, дать количественную оценку интенсивности того или иного фактора – задача сложная. Наши исследования сводились к тому, чтобы выяснить минеральный состав тонкопелитовой (< 0,001 мм) и алевритовой (0,1-0,001 мм) фракций пород и характер их изменений в интервале времени палеоцен – миоцен. Исследованием охвачены твердые продукты извержений около 50 наземных и морских грязевых вулканов, происшедших в период 1987-2007 гг. (рис.1) (Алиев и др., 2009).

Были изучены глинистые минералы, как глин, так и пород с доминирующим содержанием глинистого материала (мергели, аргиллиты, неотсортированные породы). Исследование проводилось методами рентгеновской дифрактометрии Хеировым М.Б., а также иммерсионного анализа.

Дифрактометрические кривые сняты на дифрактометре общего назначения (ДРОН-2) на отфильтрованном медном излучении (Cu K_α) при режиме трубки 35 kv, 12 mA. С каждого образца снято по 4 дифрактограммы:

1 – с ориентированного препарата всей массы образца; 2-4 – с ориентированных на стеклянных пластинках препаратов тонкопелитовой фракции (2 – в воздушно-сухом состоянии образца), 3 – после насыщения его глицерином, 4 – после нагрева образца при 580-600^{o}C) (рис.2-4).

Глинистые минералы определены в основном базальными рефлексами первого и более высокого порядка (001), характерными для них.

Для гидрослюды характерна регистрация рефлекса (001) при 0.98 – 1.00 нм, стабильного как при насыщении образца глицерином, так и при нагреве его до 580-600^{0}C.

Для каолинита характерна регистрация базального рефлекса (001) при 0,712-0,714 нм, стабильного при насыщении глицерином и исчезающего при нагреве образца в температурном режиме 580-600^{0}C в результате перехода его в рентгеноаморфное состояние.

Базальный рефлекс (001) смектита фиксируется на дифрактограмме воздушно-сухого образца внутри интервала 1,20-1,45 нм. Конкретное положение его зависит от содержания и состава межслоевых катионов (Na^+, K^+, Mg^{2+}, Al^{3+} и др.). При этом указанный рефлекс смещается в сторону больших углов отражения с возрастанием содержания одновалентных ионов и, наоборот, в сторону меньших углов отражения с увеличением содержания двух и трехвалентных ионов. При насыщении образца глицерином данный рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения и после насыщения образца глицерином фиксируется при межплоскостном расстоянии 1,77-1,78 нм, далее сокращается до 0,96-0,98 нм после нагрева образца.

Базальный рефлекс (001) хлорита на дифрактограммах воздушно-сухих образцов покрывается рефлексом (001) смектита, и проявляется при межплоскостном расстоянии 1,39 нм после нагрева образца.

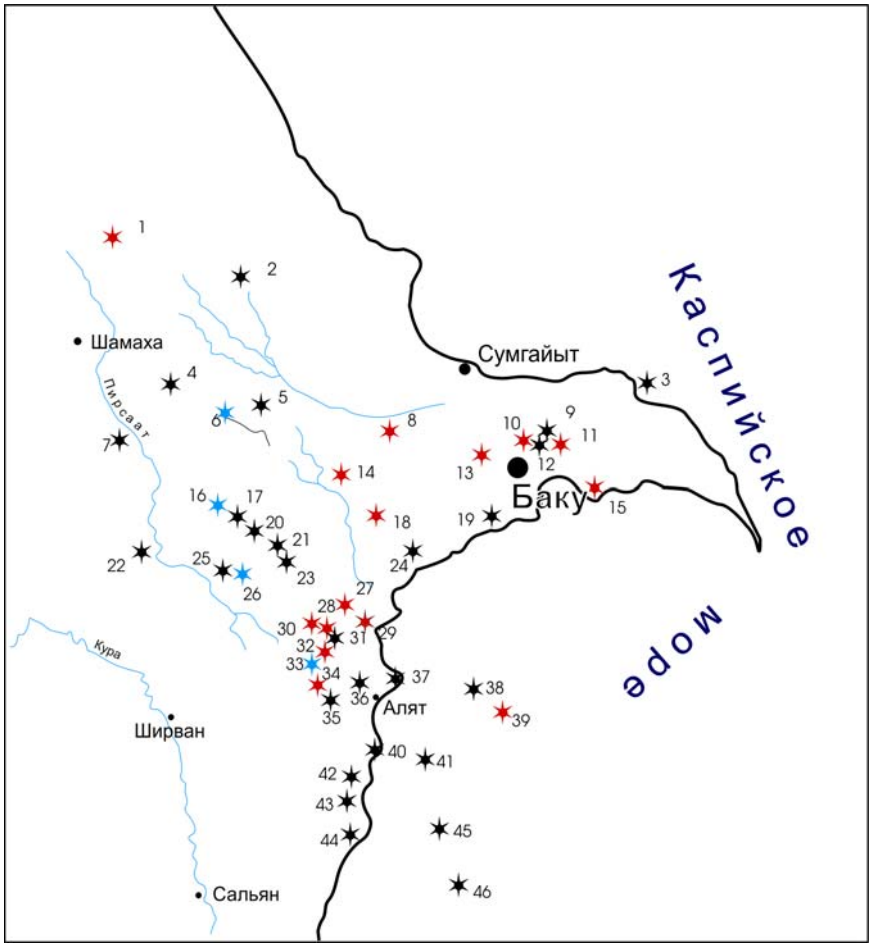


Рис. 1. Извержение грязевых вулканов Азербайджана (за период 1987-2007 гг.)

Усл.обозначения:
1 – Гызмейдан (2), 2 – Гасымкенд, 3 – Пильпиля Бузовнинская, 4 – Джеирли, 5 – Бозаахтарма, 6 – Шыхзарли (5), 7 – Гушчу, 8 – Учтепе (3), 9 – Кечалдаг, 10 – Боздаг-Гобу, (2), 11 – Кейреки (4), 12 – Боздаг-Гёкмалы, 13 – Боздаг-Гюздек (3), 14 – Гарыджа (3), 15 – Пильпиля Зыхская (2), 16 – Аязахтарма (5), 17 – Шейх Новруз, 18 – Чапылмыш (2), 19 – Локбатан, 20 – Нардаранахтарма, 21 – Сулейманахтарма, 22 – Ахтармарады, 23 – Чеилдаг, 24 – Отманбоздаг, 25 – Гарабуджак, 26 – Шекихан (7), 27 – Торагай (2), 28 – Готур (4), 29 – Беюк Кянизадаг, 30 – Дурандаг (2), 31 – Агтирме (4), 32 – Солахай (3), 33 – Оюг (2), 34 – Айрантекен (3), 35 – Готурдаг, 36 – Дашгиль, 37 – Бахар, 38 – о.Зенбил, 39 о.Хара-Зиря (3), 40 – Хамамдаг, 41 – о.Гарасу, 42 – Агзыбир, 43 – Довшандаг, 44 – Бяндован, 45 – Санги-Мугань, 46 – Чигил-дениз

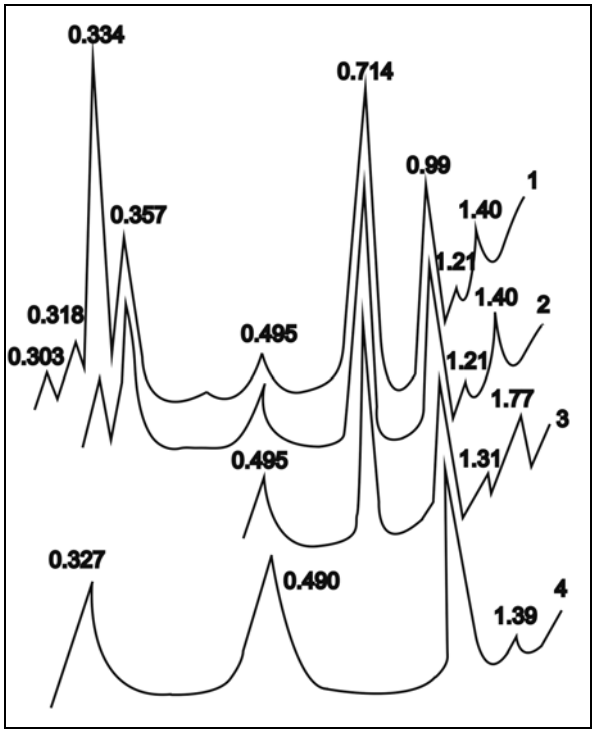


Рис. 2. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана о. Хара-Зиря

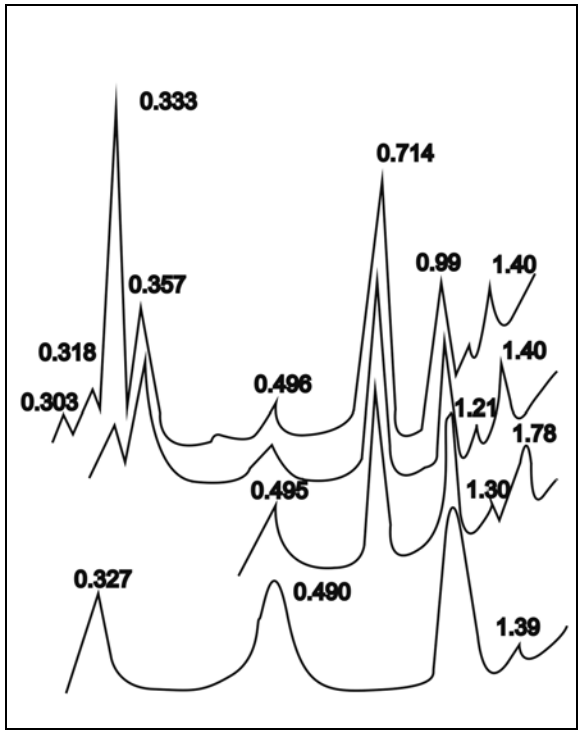


Рис. 3. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана о. Санги-Мугань

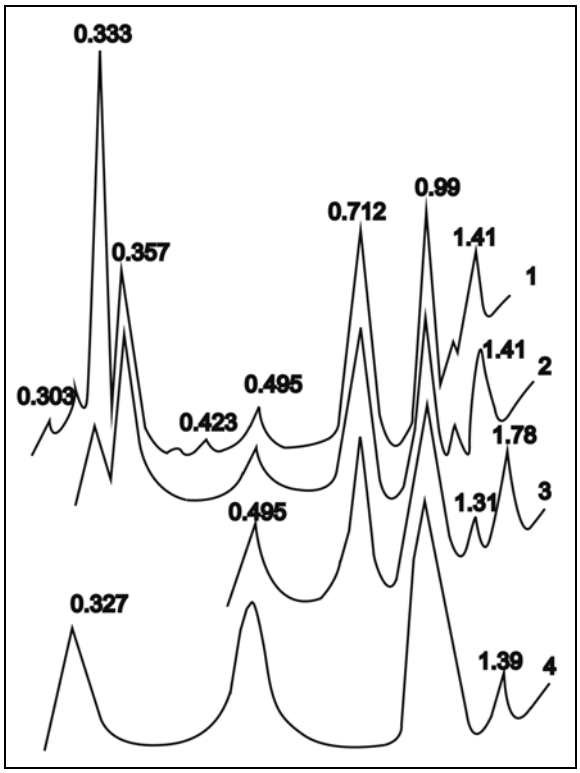


Рис. 4. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана Бождаг-Гюздек

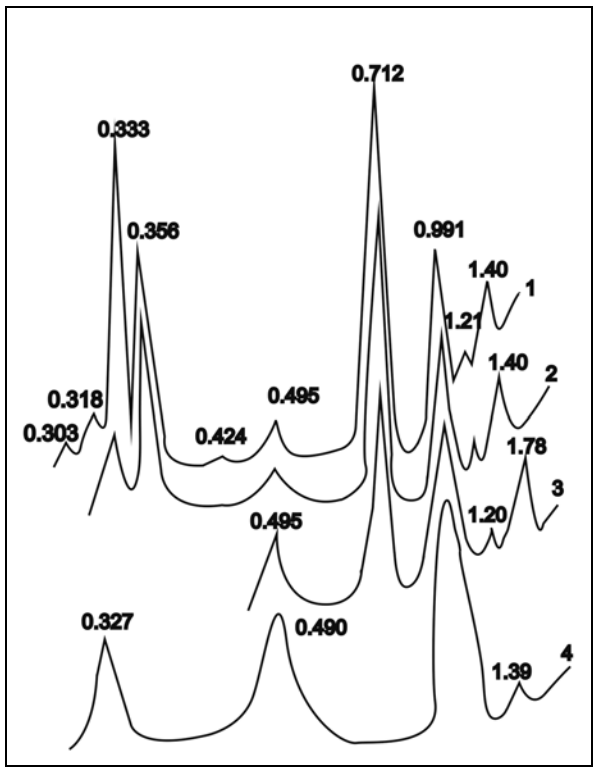


Рис. 5. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана Бяндован

Смешаннослойные глинистые образования с неупорядоченным чередованием слоев смектита и гидрослюды определяются рефлексом, фиксированном на дифрактограмме воздушно-сухого образца при 1,11-1,30 нм. Рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения после насыщения образца глицерином и после прогрева его совпадает с рефлексом (001) смектита и гидрослюды.

Количественная оценка глинистых минералов производилась сопоставлением площадей пиков базальных рефлексов первого порядка на дифрактограммах тонкопелитовой фракции с учетом способности отдельных минералов рассеивать рентгеновские лучи.

Анализ дифрактограмм позволяет отметить, что основными составляющими почти всех изученных пород являются гидрослюда, каолинит. Смектит отмечается в небольшом количестве, встречаются также примеси хлорита и смешаннослойных гидрослюдисто-смектитовых образований.

Как видно из таблицы 1, в количественном отношении в составе глинистых минералов по отдельным районам и структурным единицам определенной закономерности не наблюдается. Согласно средним содержаниям минералов, гидрослюды больше в породах Абшеронского полуострова, каолинита – Бакинского архипелага, смектита – ЮВ Ширвани (табл. 2).

Генетически гидрослюдистые глины близки к каолинитовым, отличаются от них повышенным содержанием щелочей. Известно, гидрослюда может образоваться в различных условиях среды, но преимущественно в нейтральной, слабощелочной и слабокислой, каолинит и лимонит – в кислой. Интересно, что повышенные значения (до 95%) лимонита в тяжелой алевритовой фракции коррелируются со значительными концентрациями (93%) гидрослюды в пелитовой части породы грязебрекчий вулкана Боздаг-Гюздек. Аналогичная картина наблюдается в изученных породах из вулканов Хара-Зиря и Санги-Мугань (Бакинский архипелаг). В первом случае тонкопелитовая фракция содержит каолинит в количестве – 55%, во втором – 45%, а тяжелая фракция лимонит – 90 % и 75% соответственно. Повышенное количество каолинита, вероятно, связано с наличием в этих отложениях природных газов (углекислого, метана, сероводорода и др.).

Каолинита до 65% отмечено в образцах пород из брекчии вулкана Б. Кянизадаг. Можно считать, что каолинит здесь является не механической терригенной примесью, а представляет собой аутигенное образование. Он может быть продуктом деградации исходного силикатного материала. Этот процесс, по существу, приводит к образованию псевдоморфоз каолинита по гидрослюдам, калиевым полевым шпатам и основным плагиоклазам или они образуются в результате кристаллизации из растворов SiO_2 и Al_2O_3. В образовании каолинита также принимают участие гумусовые вещества, входящие в состав пород рассмотренных брекчий.

Ниже приводятся данные о предельных и средних значениях глинистых минералов по грязевулканическим районам (табл. 1, 2).

Содержание смектита в выбросах вулкана Бяндован (ЮВ Ширвань) до 24% встречается одновременно с появлением в легкой фракции вулканического стекла (12%), цеолита (9%), и в тяжелой из моноклинных пироксенов – авгита (7%). Это можно объяснить тем, что формирование смектита связано с постседиментационной переработкой эксплозивного материала и продуктов разрушения пирокластических пород плиоценовых отложений горных сооружений Боздага, Дуздага, Караджи. То же самое наблюдается в изученных породах из вулкана Кечалдаг (Абшеронский полуостров), где тонкопелитовая фракция содержит до 25% смектита, легкая фракция – 8% вулканического стекла, 13%, цеолита, тяжелая – 5% авгита. Приведенные данные позволяют предположить не только изначальную пирокластическую природу смектита, но и образование его за счет осаждения коллоидных частиц соответствующих глинистых минералов или путем выщелачивания отдельных типов пород, в частности известняков.

Структурно-текстурные особенности рассматриваемых пород во многом тождественны стадиям ката- и метагенеза, которые характеризуются повышенной плотностью, отсутствием пластичности, способностью к растрескиванию. Встречаются камнеподобные с острыми режущими краями обломки кремнистых пород, известняков, песчаников, мерге-

лей, аргиллитов, а также аргиллитизированные сланцеватые глины, среди которых встречаются песчано-алевритовые глины неплотные, рассыпчатые, но сохранившие сланцеватость.

Признаки метаморфизации проявляют себя появлением тонкой трещиноватости на поверхностях пород и минералов, а также увеличением размеров минералов. Глинистые породы превращаются в зеленые сланцы, известняки – в мраморизованные известняки, сланцеватые аргиллиты. Биотит переходит в пакеты мусковита, хлорита; лимонит в гётит; ильменит в лейкоксен. Смектит – это смешаннослойная фаза гидрослюда – смектит – гидрослюда, т.е. здесь наблюдаются парагенетические ряды превращений минералов. Эти видоизменения в основном обязаны термодинамической неравновесности минералов, входящих в состав этих пород. Смектит и смешаннослойные гидрослюдисто-смектитовые образования переходят в более стабильные гидрослюдистые фазы.

Таблица 1

Пределы колебаний и средние содержания минералов в глинистых породах грязебрекчий

Стратиграфический возраст пород	Гидрослюда	Смектит	Каолинит	Хлорит	Смешанно-слойные образования
Гобустан					
Миоцен	24-55*	4-10	21-31	Сл. - 5	Сл. - 5
	32	6	24	3	2
Олигоцен	24-26	6-7	24-26	3-4	Сл. - 3
	25	6,5	25	3,5	2,0
Эоцен	20-36	5-26	14-24	5-5	1-3
	30	11	17	5	2
Палеоцен	20-36	6-10	24-45	Сл. - 5	Сл. - 5
	28	8	34	3	3
Абшеронский полуостров					
Миоцен	22-26	5-15	15-25	4-6	Сл. - 3
	24	10	20	5	2
Палеоцен	30-36	10-14	15-29	5-5	Сл. – 2
	33	12	22	5	1
Бакинский архипелаг					
Миоцен	21-22	8-14	30-42	3-5	Следы
	21,5	11	36	4	Следы
Палеоцен	28	12	28	4	-
Нижнекуринский НГР					
Эоцен	24	12	27	5	Следы

*в числителе – пределы колебаний, в знаменателе – средние содержания

Таблица 2

Средние значения глинистых минералов по районам

Районы	Средние значения глинистых минералов (%)		
	Гидрослюда	Каолинит	Смектит
Гобустан	31,43	25,5	6,75
Абшеронский п-ов	42,5	23,2	10,7
Юго-Восточная Ширвань	31,0	29,0	22,0
Бакинский архипелаг	32,5	48,6	13,7

Преобразование глинистых минералов в процессе метаморфизации отмечал и Н.М. Страхов (1960, 1973). Глинистые минералы, особенно их разбухающие разности, в частности смектит, у которого большая емкость поглощения и резко выраженные свойства расширения межслоевых промежутков на стадиях диа- и катагенеза, претерпевают существенную трансформацию. В процессе трансформации выделяется масса пленочной, порово-капиллярной, межслоевой воды, которая впоследствии приводит к возникновению аномально-высокого порового давления (АВПД), что способствует течению процессов катагенеза. По данным Б.К. Прошлякова и др. (1986), при погружении от поверхности до 6000-8000 м из каждого кубического километра осадочной породы отжимается до 350-400 млн.т. свободной воды. Помимо аномально высокого порового давления для трансформации смектита в ненабухающие минералы необходимо присутствие всех элементов, из которых построены кристаллические решетки минералов. Например, в богатой магнием щелочной среде смектит преобразуется в хлорит, а в насыщенной калием – в слюды.

Преобразование смектита в гидрослюду отмечалось А.Г. Коссовской и В.Д.Шутовым (1956). Повышенное количество гидрослюды в глинистых породах выбросов грязевых вулканов послужило основанием говорить о том, что под влиянием давлений, температуры, в присутствии щелочных растворов развивается процесс дегидратации смектита с переходом его в гидрослюду при соответствующем геохимическом режиме. В свою очередь, возможен и обратный процесс, т.е. переход гидрослюды в смектит при разуплотненности пород. Этому может способствовать отжимание из пород в свободное состояние как пленочной, порово-капиллярной, межслоевой, так и связанной воды, которая обладает повышенной растворяющей способностью. В результате в раствор переходят легко растворимые соли, находящиеся в твердом состоянии в порах пород. В качестве примера могут служить изученные породы грязевого вулкана К.Мараза, когда вследствие его извержения в 1986 г. было вынесено большое количество прослоев соли белого и желтого цвета.

Минералы: кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, роговая обманка обыкновенная, хлорит, турмалин и др. в изученных образцах пород подвергнуты процессу выщелачивания. Следует отметить, что кварца в исследуемых породах в среднем содержится 2-4%, несколько больше его микролитов – до 11%. По Е.С.Кабановой (1960), содержание выщелоченного кварца при температуре 50^0C в 1,7 раза выше, чем при 25^0C. Согласно Б.К. Прошлякову и др. (1986), кварц корродирует на небольших глубинах – первых сотнях метров, и при погружении на 1200 м происходит его растворение и регенерация. На растворимость минералов большое влияние оказывают также кремнекислые растворы с высоким содержанием SiO_2, CO_2. Данные химического анализа показывают, что содержание SiO_2 в породах брекчии в 2-3 раза выше значений кларка для осадочных пород. В породах вулкана Сулейманахтарма оно составляет 64,56% а его кларк равен 26,1 (Иванова, 1994).

На неустойчивость минералов в зоне аномального разуплотнения влияет и фактор перекристаллизации пелитоморфного и тонкозернистого кальцита в более крупные зерна этого минерала, заполняющего поры, пустоты и трещины (фото 1,2). В результате процесса перекристаллизации на поверхностях вынесенных грязевыми вулканами обломков пород образуются жилы, корки (фото 3,4).

В разуплотнении пород немаловажное значение имеют процессы регенерации (дорастание, обрастание), которые влияют на их гранулометрический состав, обуславливая укрупнение и некоторую потерю плотности. В процессе дорастания вокруг исследуемых минералов образуются каемки того же состава, что и само зерно. Такие каемки фиксируются реже, обычно вокруг зерен полевых шпатов и кварца. Чаще встречаются каемки обрастания, отличающиеся по своему минеральному составу от обрастаемого ими минерала. Они представлены кальцитом, лимонитом, хлоритом, кремнистыми и другими образованиями.

Следует также отметить, что в составе грязевулканической брекчии обычно грубообломочные породы преобладают над глинами и неотсортированными разностями. Кремнистые породы – мелкозернистые, пелитоморфные; известняки – микрокомковатые, органогенно-комковатые, оолитовые, пелитоморфные, состоящие из кальцита; песчаники – крупно-

среднезернистые. Находясь в тектонически активных зонах, многие из них поддаются трещинообразованию, часто трещины пересекаются между собой обуславливая брекчевидную структуру. Заполнителем трещин в основном служит кальцитовый материал, реже кремнистый. Микротрещины и поры (фото 4) оказывают положительное влияние на фильтрационные свойства пород. Положительное влияние на коллекторские свойства могут оказывать и вторичные процессы при трансформации пелитоморфных, мелкозернистых доломитов, известняков, песчаников и др. в крупнозернистые, в то же время вторичные процессы могут иметь локальный характер (фото 5).

Анализ фактического материала – выбросов грязевых вулканов Азербайджана, позволяет сделать следующие выводы:

Состав глинистых минералов в тонкопелитовой фракции пород брекчии отличается сравнительной простотой. Это гидрослюда, каолинит, смектит. В небольшом количестве содержатся хлорит и смешаннослойные фазы гидрослюдисто-смектитового ряда.

Глинистые минералы, особенно разбухающие их разности, претерпевают существенную трансформацию в связи с изменением термобарических параметров. Эти изменения приводят к упрощению и выравниванию ассоциации глинистых минералов независимо от их литологического состава. Таким образов, сокращается роль разбухающих минералов и растет количество жестких – гидрослюды, каолинита.

Смектит присутствует в виде двух генетических разностей. Первая – продукт переработки туфогенного материала. Вторая – связана с процессом деградации или смектитизации гидрослюд. Смектит первой разновидности диагностируется по присутствию на дифрактометрических кривых рефлексов 1,24 нм (Na-разновидность) и 1,54 нм (Ca-разновидность). Смектит второй разновидности характеризуется на дифрактометрических кривых асиметрией рефлекса 1,0 нм в сторону уменьшения угла отражения.

На трансформацию глинистых минералов, в частности смектита в гидрослюду, и переход последней в смектит существенное влияние оказывает гидрохимическая обстановка в бассейне осадконакопления. Следовательно, в процессе преобразования глинистых минералов в зоне катагенеза следует учитывать как термобарические факторы, так и деятельность подземных вод, их взаимодействие с вмещающими породами.



Фото 1. Известняк. Трещины выполнены пелитоморфным кальцитом и крупными его наростами (5 мм и более). Вулкан Сулейманахтарма



Фото 2. Известняк с порами различных размеров. Вулкан Айрантекен



Фото 3. Песчаник с коркой кальцита 2 х 3 см. Вулкан Хамамдаг



Фото 4. Песчаник, покрытый мелкими друзами кальцита.
Вулкан Айрантекен



Фото 5. Песчаник, расколотый на 2 части с порами 1х2 см и заполненный минералом арагонит. Вулкан Сулейманахтарма

Выявлены парагенетические типы совместного осаждения минералов и их превращений. У первых образование минералов происходит совместно: гидрослюда – лимонит; каолинит – лимонит, что характерно для процесса диагенеза. В другом случае наблюдается превращение одних минералов в другие: вулканическое стекло – цеолиты – смектит; смектит – смешаннослойная фаза – гидрослюда – смектит – гидрослюда; биотит – мусковит – хлорит; лимонит – гётит; ильменит – лейкоксен. Такие изменения отмечаются в процессах ката - и метагенеза.

Стадии лито- и метагенеза пород грязевулканической брекчии определены не только по данным изучения глинистых минералов, но и по структурно-минералогическим изменениям пород.

В составе пород грязевулканической брекчии впервые установлены высокотемпературные минералы – санидин, адуляр из группы полевых шпатов и микролиты кварца.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, АД.А., ГУЛИЕВ, И.С., РАХМАНОВ, Р.Р. 2009. Каталог извержений грязевых вулканов Азербайджана (1810-2007 гг.). Nafta-Press. Баку. 110.

ИВАНОВА, В.В. 1994. Геохимия элементов. Книга 1. Недра. Москва.

КАБАНОВА, Е.С. 1960. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. В сб.: *Кора выветривания*. Изд. АН СССР, 3, 351-359.

КОССОВСКАЯ, А.Г., ШУТОВ, В.Д. 1956. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. *Тр. ГИН.АК СССР*, 5, 135-168.

ПРОШЛЯКОВ, Б.К. и др. 1986. Катагенез пород в глубокопогруженных частях осадочных бассейнов. *Литология и полезные ископаемые*, 5, 127-130.

СТРАХОВ, Н.М. 1960. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР. Москва. 200.

СТРАХОВ, Н.М. 1973. *Литология и полезные ископаемые*, 6, 33.

Рецензенты: д.г.-м.н. М.Н.Мамедов, вед. науч. сотр. И.А.Алиев

© Ф.С.Ахмедбейли, 2011

ДУГОВЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКО-ИРАНСКОГО РЕГИОНА

Ф.С.Ахмедбейли

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье рассматриваются изгибы дуговой формы в периклиналях крупных складчато-орогенных структур Южного Кавказа, Анатолии, Ирана. Показано, что такие изгибы (повороты) развиты в восточной части Муровдагского антиклинория (М.Кавказ), в восточных Понтидах, центральных и восточных Таврах (Турция) и на периклиналях Эльбурсского антиклинория (Северный Иран).

Изгибы складчатых структур на периклиналях названных структур связаны с изменениями в осадочной толще земной коры, а также более дифференцированным характером геодинамических процессов в литосфере.

Проблема складчатости и складкообразования в той или иной мере рассмотрены в работах П.Н.Кропоткина (1950), А.И.Суворова (1959), Г.Д.Ажгирея (1966), В.Е.Хаина (1954), В.В.Бронгулеева (1959, 1967), В.В.Белоусова и В.С.Буртмана (1988), Э.Ильхана (1997), Й.Штеклина (1977), Н.Фолкона (1977), М.Л.Баженова и В.С.Буртмана (1999), М.А.Гончарова (1979) и многих других исследователей. Отдельными из них (В.Е.Хаин, Г.Д.Ажгирей, В.В.Бронгулеев) предложены схемы классификации складчатости, учитывающие ее генезис или морфологические особенности.

В предлагаемой статье мы не затрагиваем вопросы генезиса складчатых деформаций. С нашей точки зрения, можно согласиться с позицией тех исследователей, которые связывают образование складок с эндогенными процессами, деформирующими ту или иную часть толщи осадочных слоев земной коры. Очевидно, что любая складчатая форма (от единичной складки до целой системы складок) с течением времени подвергается экзогенному разрушению. Следовательно, считать экзогенные процессы как фактор складкообразования, не совсем удачно.

Кавказско-Анатолийско-Иранский регион охватывает значительную территорию в пределах Альпийско-Гималайского складчато-орогенного пояса, где развитие и формирование современной тектонической структуры шло направленно, но с существенными изменениями в отдельных зонах. С этой точки зрения интерес представляют крупные складчатые структуры (мегаструктуры), которые морфологически можно подразделить на две группы – линейные складки и дуговые складки.

Складчатые дислокации линейной или дуговой формы генетически значительно сходны. И те и другие формируются в обстановке горизонтально-направленных тектонических напряжений; протяженность складчатых орогенов почти всегда намного больше чем их поперечные размеры; крупные складчатые структуры (антиклинории) осложнены региональными надвигами (шарьяжами), тектоническими покровами, местами внедрением магматических тел; они (антиклинории) отличаются развитием линейной складчатости, которая в направлении периклиналей сменяется промежуточной, а она, в свою очередь, прерывистой складчатостью (Белоусов и др., 1988).

В результате долголетних исследований геологов на Кавказе, в Анатолии, Иране установлены крупные складчато-орогенные структуры, в строении которых преобладающую роль играют мезозойско-кайнозойские толщи пород. Часть из них (структур) имеют линейную форму, например, Большой Кавказ, Аджаро-Триалетия (Кавказ), Загросс, Кухруд, Бешагерд (Иран). Другая же часть отличается явновыраженной дуговой формой, к которой относятся Муровдагский антиклинорий (Малый Кавказ), Внутренние, Восточные и Западные Тавры в Анатолии, Эльбурсский, Бозгушский, Саваландагский антиклинории в Иране (рис. 1).

Несмотря на генетическое сходство с линейной складчатостью, дуговые формы по

некоторым особенностям развития и формирования отличаются. На примере рассматриваемого региона можно сказать, что форма изгибов периклинальных окончаний дуговых форм складчатости зависит главным образом от пространственного положения, морфологии, тектоники граничных с дугами геологических структур. Вместе с тем нельзя не учитывать изменения геодинамического режима региона, литофациальных особенностей, стратиграфического разреза по всей протяженности складчатой дуги. Коротко опишем геолого-тектоническую ситуацию наиболее крупных дуговых складчатых структур.

На Южном Кавказе Муровдагский антиклинорий вместе с Шахдагской структурой прослеживается в виде слабоизогнутой дуги. Восточная периклинальная часть испытывает поворот в северо-восточном направлении.

Здесь развита система сбросов, простирающихся в том же направлении. На восточном окончании Муровдагского антиклинория в нижнеюрских отложениях (батский ярус) установлен целый ряд локальных складчатых структур, осложненных разрывными нарушениями, которые ориентированы на СВ. К отмеченным малым складкам приурочены отдельные выступы кварцдиоритовых интрузий.

Вдоль ЮВ крыла Муровдагского антиклинория располагается Эльбекдагская синклиналь, выраженная в верхнеюрско-альбсеноманских слоях. По-видимому, дугообразный изгиб восточного окончания названной синклинали, а также Муровдагского антиклинория в целом связан с их пространственным положением на стыке трех структур – ЮВ крыла Муровдгского антиклинория, СВ ветви Тоурагачайской синклинали и СЗ периклинали (осложненной разрывами) Агдамского антиклинория.

В пределах Анатолии явно выраженные дуговые складки связаны с орогенными структурами: Восточные Понты, Центральные Тавры, Восточные Тавры и Западные Тавры. В свое время названные тектонические зоны вместе с остальными геологическими образованиями составляли основу районирования Анатолийского полуострова. Например, были выделены кайнозойская складчатая зона Понтических гор, складчатые сооружения Центральной Анатолии – Тавриды, древние массивы позднепалеозойского возраста. Тавриды на западе граничат с Лидийско-Карнийским массивом, а на востоке с неоген-четвертичной вулканогенной толщей. Последующие геологические работы позволили внести определенные коррективы в геолого-тектоническую ситуацию. На рис. 2 показана геолого-тектоническая карта Турции с использованием тектонической карты Средиземного моря (по Богданову и др., 1994) и геологической карты Турции М.1:2.000.000 (по Bingol, 1989).

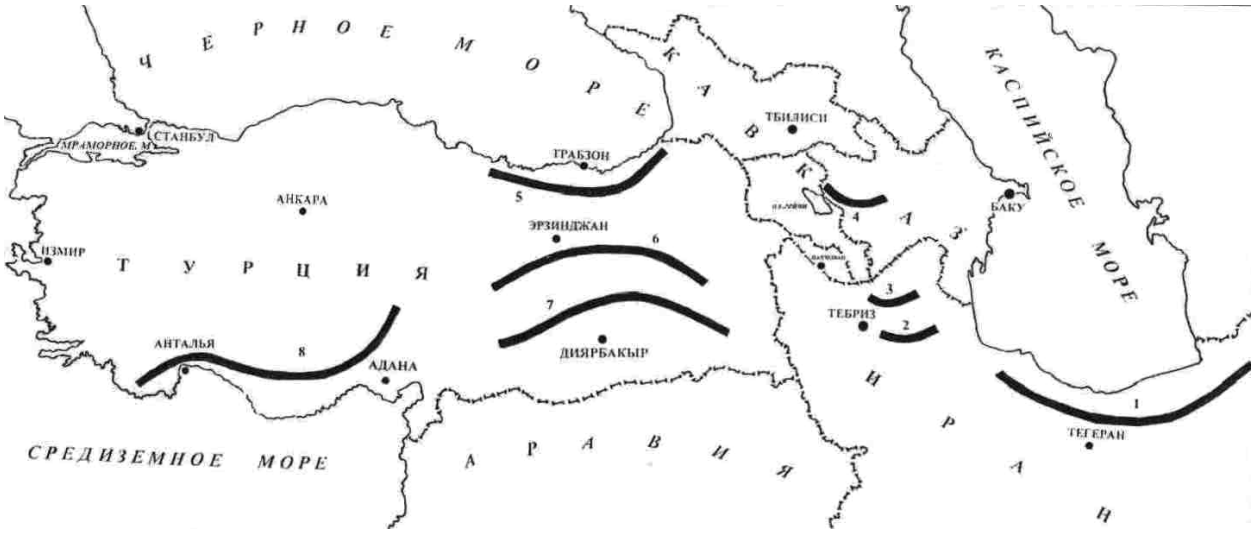


Рис. 1. Дуговые складчатые структуры Кавказско-Анатолийско-Иранского региона.
Условные обозначения: 1 – Эльбурсская, 2 – Бозгушская, 3 – Саваланская, 4 – Шахдаг-Муровдагская, 5 – Восточно-Понтийская, 6 – Центральные Тавры, 7 – Восточные Тавры, 8 – Западные Тавры

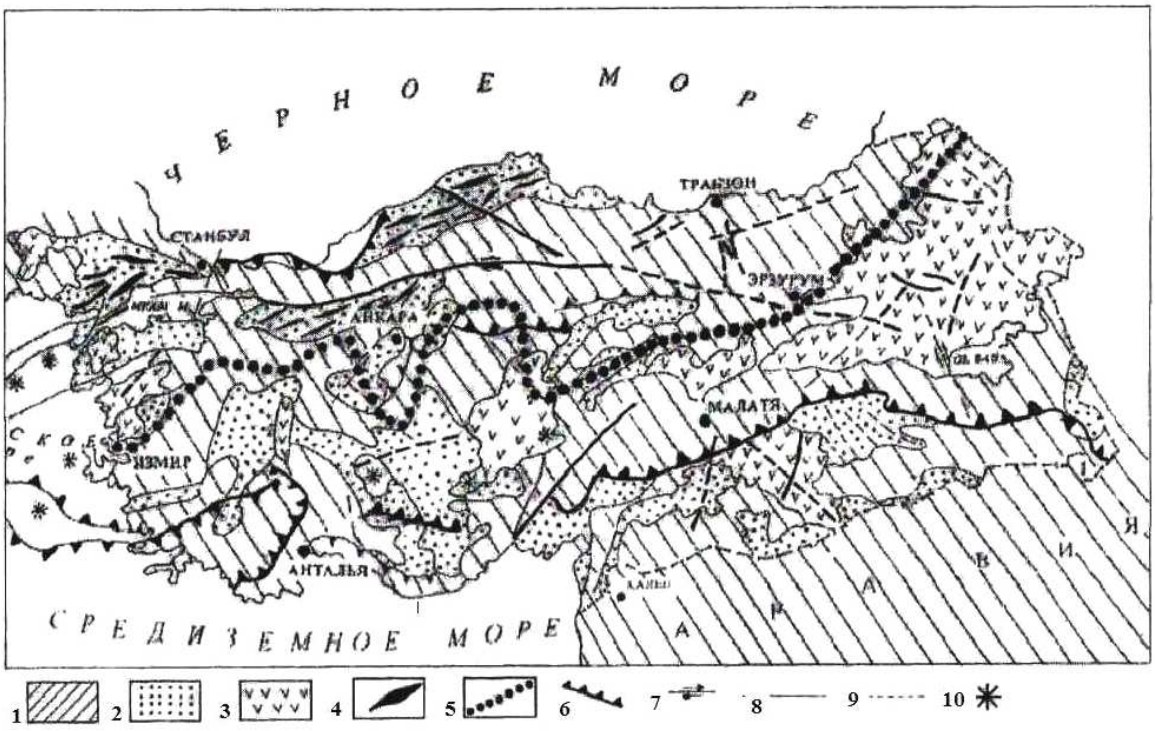


Рис. 2. Схематическая геолого-тектоническая карта Турции.
Условные обозначения: 1 – палеозойский, мезозойский, раннекайнозойский комплексы, 2 – осадочные образования (молассы, местами флиш), 3 – вулканогенные толщи, 4 – направление складчатости, 5 – сутура Измир-Анкара-Эрзинджал (по Пуассону), 6 – надвиги, 7 – сдвиги, 8 – сбросы, взбросы, 9 – те же предполагаемые, 10 – вулканические центры новейшего возраста

В зоне складчатой дуги Восточных Таврид имеются крупные выступы антиклинальных поднятий почти широтной ориентировки. Сложно погребены и Понтиды. В ядрах некоторых антиклиналей установлены докембрийские или палеозойские (карбон, пермь) и мезозойские толщи.

К числу важных тектонических элементов Анатолии относится Измир-Анкара-Эрзинджанская сутура, выделенная Пуассоном и вытянутая с СВ границ Турции до побережья Эгейского моря. Центральные Тавры располагаются вдоль средней части названной сутуры.

Дуговая форма складчатой структуры характерна для Эльбурсского мегантиклинория (Иран). Основная часть располагается между долиной р. Сефидруд на западе и меридиональный линией, проходящей через вершину Шахвар (3892 м) на востоке вдоль южного края Каспийской впадины. Следующая складчатая дуга с изгибом на север протягивается от вышеназванной вершины до СВ границ Ирана и включает Нишапурский и Туркмено-Хорасанский хребет. На территории Ирана расположены еще две дуговые формы складчатой структуры – Бозгушский и Саваландагский, но незначительной протяженности, на них мы не остановимся.

Эльбурская складчато-орогенная структура протяженностью почти 1700 км состоит из ряда тектонических зон, параллельно расположенных друг к другу. От ее центрального сегмента на восток и запад эти зоны изогнуты в северном направлении, что и определило дуговую форму самой мегастуктуры (рис. 3). Несколько параллельных хребтов в рельефе соответствуют складчатым элементам. Переходная от высокогорной части к Прикаспийской низменности территория характеризуется прерывистыми узкими возвышенностями, которые совпадают с антиклинальными складками, выраженными в толще неоген-четвертичных отложений. Согласно имеющимся данным (Штеклин, 1977), в строении горной части установлен комплекс отложений от девонских до

эоценовых включительно, в котором деформации осадочных слоев сопровождаются образованием складчатости, сформированной в конце палеогена. В неоген-четвертичное время продолжался процесс поднятия с образованием многочисленных локальных складок, особенно вдоль северного крыла Эльбурсского мегантиклинория.

Наиболее приподнятая часть Эльбурсского хребта отличается развитием веерообразной складчатости, которая на северном и южном крыле опрокинута в соответствующих направлениях (на север и на юг). Замки антиклиналей дугообразные.

Каковы же причины образования дуговых изгибов, рассмотренных складчатых структур? По мнению М.Л.Баженова, В.С.Буртмана (1990), это связано с тем, что они (структуры) огибают жесткие массивы. Отметим, что не все дуговые формы складчатости рассматриваемой территории граничат с подобными массивами.

Изгибы складчатости в периклинальных погружениях Эльбурсской структуры, по-видимому, можно объяснить и контрастным характером литологического разреза. Например, в начале кайнозоя (эоцен) южнее осевой зоны (южный прогиб) образовалась мощная толща (4000 м) вулканогенных пород и туфов, а с олигоцена до плиоцена включительно накапливались осадочные образования – известняки, соленосные отложения, гипс, конгломераты мощностью 8000 м.

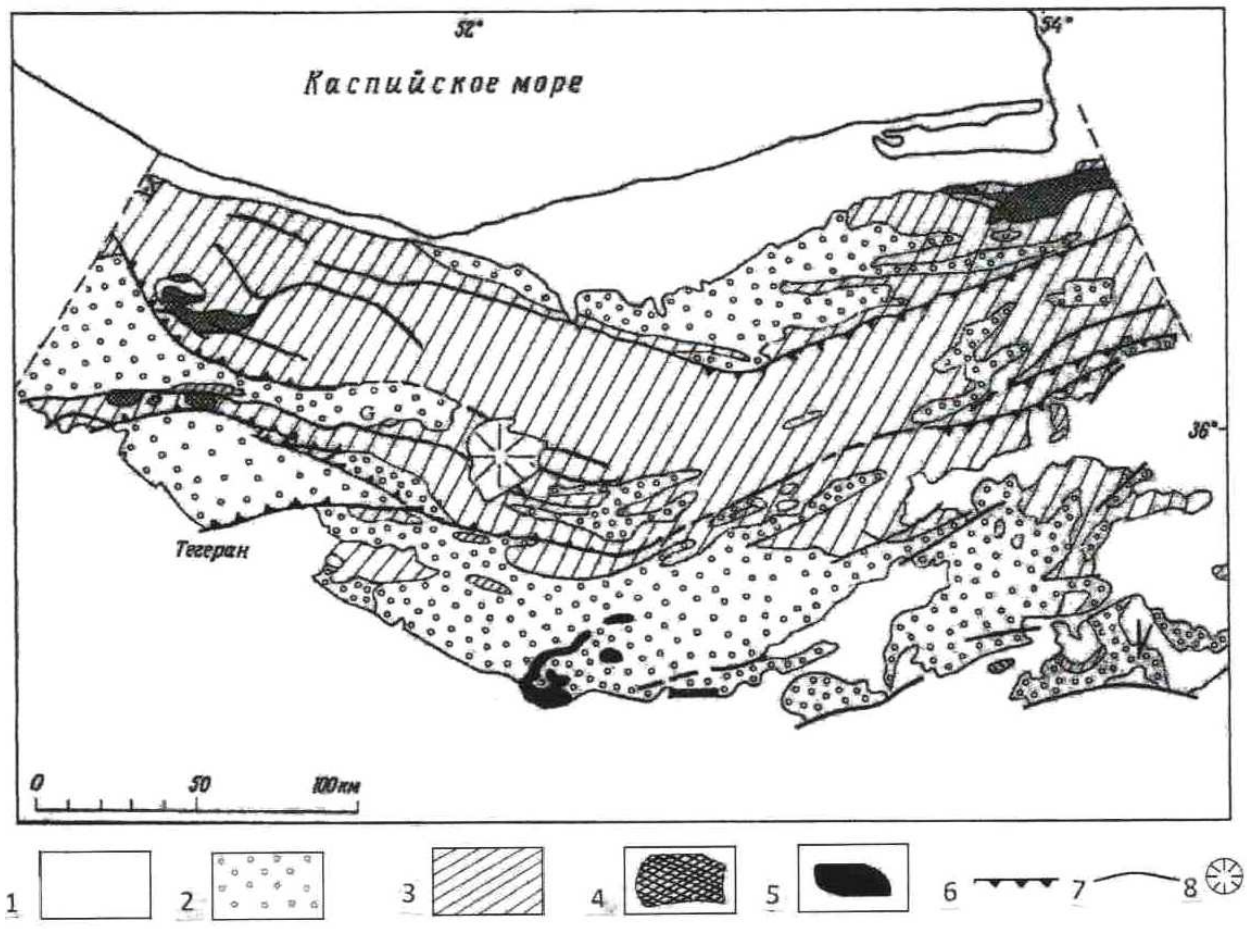


Рис. 3. Геологическая карта Эльбурсской складчатой зоны по Штеклину (упрощенный вариант)
Условные обозначения: 1 – четвертичный период, 2 – кайнозой, 3 – палеозой-мезозой, 4 – докембрий, 5 – соляные купола (E_3 –Mi), 6 – надвиги, 7 – разрывы, 8 – вулкан Демавенд

В геологическом строении Центральных и Восточных Таврид наряду с осадочными отложениями участвуют и вулканогенные толщи. Изгибы складок отмечаются в осадочных слоях (молассы, флиш). Складчатость же Западных Таврид связана с осадочным комплексом отложений. Вероятно, этим можно объяснить их двойной изгиб – западная часть в районе Анталии изогнута на север, а большая восточная часть (в р-не Адана) на юг.

Таким образом образование дуговых форм складчатости Кавказско-Анатолийско-Иранского региона в определенной мере зависит от характера разреза осадочных слоев и частоты изменения литологических типов пород. Другая, не менее важная причина изгибания складчатой структуры, заключается в следующем. Известно, что в периклинальных погружениях протяженных (на сотни км) складок происходит виргация складчатости с расчленением на отдельные антиклинальные зоны (по В.В.Белоусову и др., (1988) – промежуточная складчатость). Переходы между центральным сегментом складки и ее периклиналями часто осложнены разломами поперечной ориентировки. Также известно, что в периклиналях количество локальных антиклинальных складок заметно больше, чем в осевых зонах складчатых структур, а возраст складчатых деформаций омолаживается.

Определяющим фактором дугового изгиба крупных складчатых структур является характер геодинамической активности земной коры. В центральной, межпериклинальной полосе формируются крупные почти параллельные надвиги, покровы, шарьяжи, разломы. Это говорит о том, что активность эндогенных процессов вдоль антиклинориев и синклинориев не испытывает существенных изменений, т.е. стабильна.

С переходом в периклинальные части складчатых структур картина меняется. Мы уже отмечали изменение направления складок, разветвление складчатых линий, многочисленные разрывные нарушения и т.д. Главные причины формирования изогнутых форм периклиналей крупных складчатых структур, очевидно, связаны с активным дифференцированным характером тектонических движений в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

АЖГИРЕЙ, Г.Д. 1966. Структурная геология. Изд. Московского Университета. Москва. 348.

АЛИ-ЗАДЕ, Ак.А. (под ред.) 2005. Геология Азербайджана, том IV – Тектоника. Nafta Press. Баку.

БАЖЕНОВ, М.Л., БУРТМАН, В.С. 1990. Структурные дуги Альпийского пояса Карпаты-Кавказ-Памир. Наука. Москва. 166.

БЕЛОУСОВ, В.В., ВИХЕРТ, А.В. и др. 1988. Методы моделирования в структурной геологии. Недра. Москва. 220.

БОГДАНОВ, Н.А., КОРОНОВСКИЙ, Н.В. и др. 1994. Тектоническая карта Средиземного моря. Картография. Москва.

БРОНГУЛЕЕВ, В.В. 1967. Проблемы складкообразования в земной коре. Недра. Москва. 289.

БРОНГУЛЕЕВ, В.В. 1959. К проблеме происхождения и классификации складок. *Бюллетень МОИП. Отд. Геологии, нов. Серия*, LXIV, 4. Изд. Москов. Университета, Москва, 3-15.

ГОНЧАРОВ, М.А. 1979. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. Недра. Москва. 245.

ИЛЬХАН, Э. 1997. Восточная Турция. В кн.: *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.* Мир, Москва, 234-247.

КРОПОТКИН, П.Н. 1950. О происхождении складчатости. *БМОИП,* XV, 5.

СУВОРОВ, А.И. 1959. К вопросу о складчато-глыбовых структурах и о примененных к ним понятиях и терминах. *БМОИП. Отд. геологии*, XXXIV(4), 17-30.

ФОЛКОН, Н. 1977. Южный Иран: горы Загрос. В кн.: *Мезозойско- кайнозойские складчатые пояса*. Мир, Москва, 248-263.

ХАИН, В.Е. 1954. К проблеме классификации структурных изгибов земной коры. *Доклады АН Азерб. ССР*, Ч, 11, 773-786.

ШТЕКЛИН, Й. 1977. Северный Иран; горы Эльбурс. В кн.: *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса*, Мир, 264-289.

BINGOL, E. 1989. Geological map of Turkey, scale 1:2 000 000. MTA. Ankara.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, 2011

ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА В XXI ВЕКЕ

А.Д.Исмаил-Заде

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

На основе обобщения имеющегося материала по геологии рудных месторождений Азербайджана на принципах новой геодинамической концепции – ″тектоники плит″ выявлена металлогеническая специализация вещественных комплексов структурных зон различных геодинамических режимов и установлены перспективные направления исследований для выявление новых крупных рудных месторождений.

Последние десятилетия прошедшего XX века ознаменовались существенными достижениями в области разработки теоретических проблем в науках о Земле. Среди них наиболее важной была геодинамическая концепция эволюции литосферы Земли или «тектоника плит», основанная, как известно, на преобладающей роли горизонтальных напряжений в динамике литосферных плит.

Переход на новую парадигму сопровождался разработкой новых подходов к вопросу о научном обосновании поисков рудных объектов в сложных геологических обстановках континентов и складчатых зон. Новая геодинамическая концепция оказалась весьма своевременной, т.к. к концу XX века фонд выявленных и разрабатываемых рудных объектов повсеместно оказывался на стадии истощения, а для его пополнения требовались новые модели, существенно по-новому интерпретирующие процессы магматизма и рудообразования и, возможно, способствующие более обоснованному прогнозированию новых рудных объектов.

В этом аспекте регион Кавказа – объект многолетних исследований большой плеяды геологов, изучавших условия образования и закономерности размещения рудных областей в структурных зонах, их результаты отражены на многопрофильных геолого-геофизических картах и в многочисленных публикациях.

Однако с конца прошлого столетия во всем мире возрос интерес к проблеме крупных месторождений или месторождений-гигантов, основанный не только на размерах, но в большей степени на установлении времени формирования, нелинейности металлогении, гетерогенности источников рудного вещества, связи с фундаментом или мантией, приуроченности к скоплению сравнительно небольших мелких рудных полей.

Территория Азербайджана занимает восточную часть Кавказа, в геологическом отношении характеризующуюся проявлением главных структурных зон Большого и Малого Кавказа, погружающихся на юго-восток в сторону Каспийской впадины, в которых отражены все структурно-вещественные комплексы и связанные с ними рудные, нерудные и нефтегазовые месторождения, а с позиции «тектоники плит» – главные геодинамические режимы, наблюдаемые при палеогеодинамических реконструкциях истории тектонического развития Восточного Кавказа.

На территории республики имеются крупные месторождения руд: колчеданно-полиметалические (Балакен, Загатала), медно-колчеданное с золотом (Гядабей), железорудно-кобальтовое (Дашкесан), полиметаллические (Мехмана, Агдара), медно-молибденовое (Парагачай), ртутное (Агятаг), золоторудные (Човдар, Гызыл-булаг, Вежнали), а также

крупные нерудные месторождения – алунитовое (Заглик), бентонитовое (Дашсалахлы), цеолитовое (Айдаг) и месторождения-гиганты – нефти (Азери, Чыраг, Гюнашли) и газоконденсата (Шах-Дениз) (рис. 1).

Вышеизложенное позволяет считать азербайджанский сегмент Кавказа естественной моделью для решения сложных проблем петрологии и рудообразования.

Ориентация научных исследований и обоснованный выбор направлений исследовательских работ проведены на основе выделения структурно-вещественных комплексов различных геодинамических режимов и установления типов их металлогенической специализации – стандартной и нестандартной. В последнем случае возможен элемент нелинейной металлогении. Этот принцип был положен в основу составленной в 2006 г. на геодинамической основе геологической карты Азербайджана в масштабе 1:1000000 (авторы: М.И.Рустамов, А.Д.Исмаил-Заде), согласно которой выделены структурно-вещественные комплексы различных геодинамических режимов:

- континентального рифтогенеза и окраинного моря – Большой Кавказ;
- островодужно активной континентальной окраины – Малый Кавказ, Закавказье;
- островодужно пассивной континентальной окраины – Малый Кавказ, Нахчыван.

Кавказскую складчатую систему, как нам представляется, как и Уральскую, можно назвать бивиргентным орогеном (рис 2). Собственно Кавказ – центральная часть орогена между Евразийским и Иранским континентами. По генезису, возрасту, вещественному составу слагающих его комплексов и металлогении он резко асимметричен. Последнее обусловлено миграцией магматической активности в мезо-кайнозое на юг и осложнением в мезозойском периоде океана Тетис развитием на Кавказе океанического залива Мезотетиса с ныне выраженной Зангезурской шовной зоной-сутурой. Все это способствовало сочетанию сложных коллажей океанических, островодужных активных и пассивных окраин блоков и микроконтинентов, разделенных континентальными и океаническими рифтами.

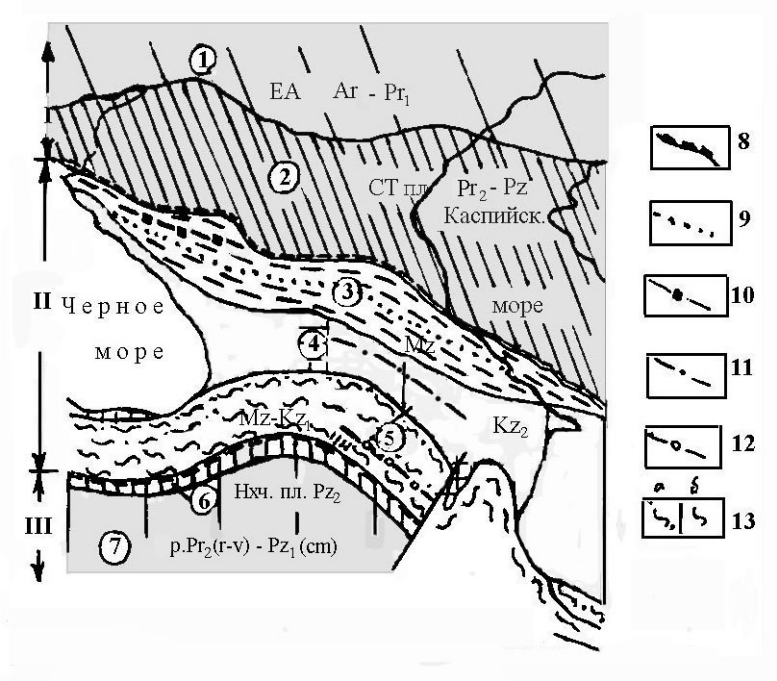


Рис. 1. Схема расположения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых Азербайджана

1 – золото; 2 – медь; 3 – медь-золото; 4 – кобальт; 5 – алунит; 6 – ртуть; 7 – хромит; 8 – медь-молибден; 9 – свинец-цинк; 10 – мышьяк; 11 – железо; 12 – каменная соль; 13 – цеолит; 14 – бентонит; 15 – горючие сланцы; 16 – каменный уголь

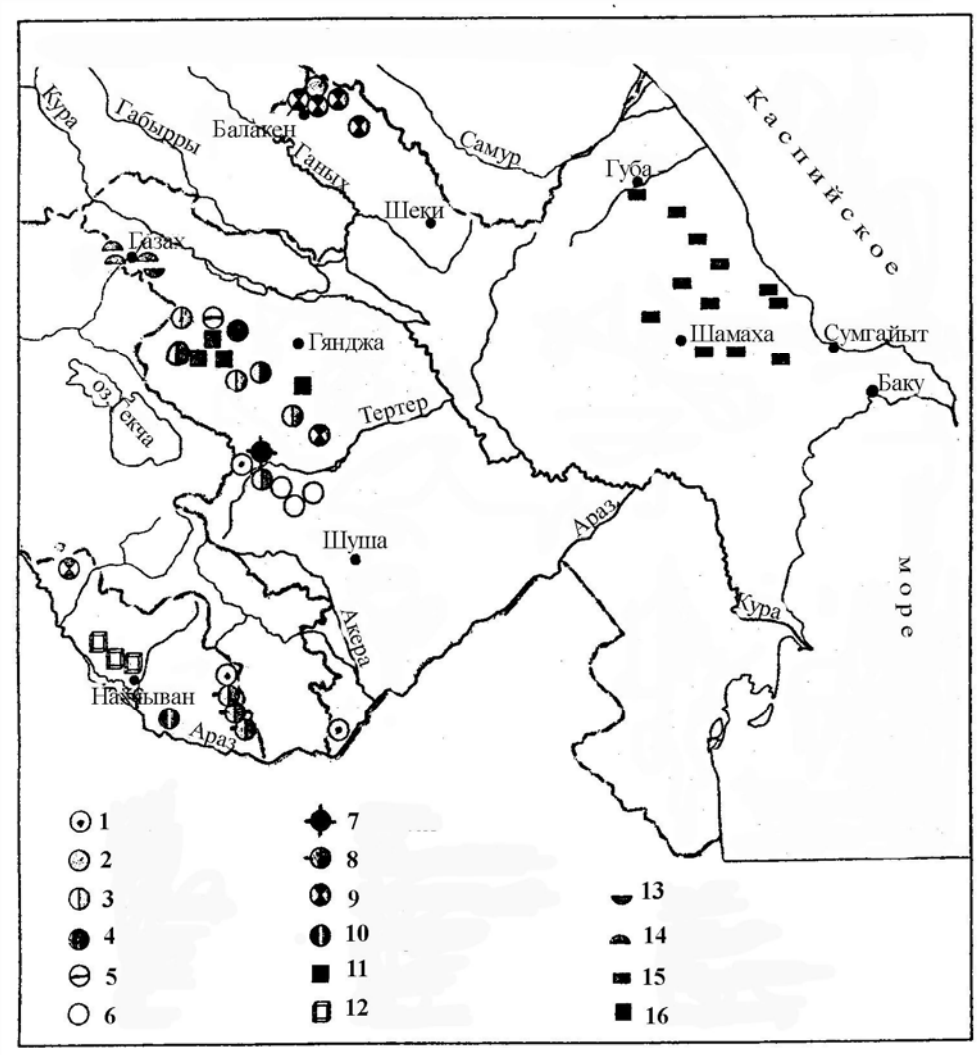


Рис. 2. Пространственные взаимоотношения платформенных и орогенных зон на Кавказе

1. Евро-Азиатская платформа, Ar-Pr_1
2. Скифско-Туранская подвижная плита, Pr_2-Pz

Альпийский складчатый пояс Кавказа

3. Складчатая система Большого Кавказа Mz
4. Риони-Куринский межгорный прогиб, Kz
5. Складчатая система Малого Кавказа – Эльбурса, Mz-Kz
6. Нахчыванская подвижная плита, Pz-Mz
7. Иранская платформа, Pr_2 (r-v) – Pz_1 (cm)
8. границы структурных зон
9. границы структур в зонах
10. сутура малого Палеотетиса
11. сутура Палеотетиса, (?)
12. сутура малого Мезотетиса
13. комплексы; а – мезозоя; б – кайнозоя

При рассмотрении проблем рудообразования в аспекте новой геодинамической концепции необходимо учитывать полученные за последние годы новые данные по геологии Кавказа, позволяющие пересмотреть проблемные вопросы по геодинамике и, соответственно, по магматизму и металлогении:

– возможное наличие погребенной под мезозойским вулканогенным комплексом палеозойской аллохтонной офиолитовой пластины;

– установление единых фаз для одновозрастных интрузивных комплексов Лок-Гарабахской зоны, позволяющих рассматривать их в едином процессе магмогенерации;

– соответствие Куринской межгорной впадины грабен-рифтогенному прогибу.

Континентальные рифтогенные и окраинные комплексы. К континентальным рифтогенным зонам можно отнести прихребтовую часть Большого Кавказа, а к активно-окраинным – Гагра-Джавскую зону. На территории Азербайджана к первым относятся силлы и дайки диабазов и габбро-диабазов, отмеченные на севере в шельфовой зоне Скифской плиты в пределах северной полосы Туфанской зоны Большого Кавказа и толеитовые базальты, а также силлы диабазов и габбро-диабазов ранней юры, распространенные на юге в шельфовой зоне Нахчыванской плиты.

В тесной пространственно-временной ассоциации с толеитовым вулканизмом Южного склона Большого Кавказа в Балакен-Загатальском районе Азербайджана находятся стратиформные медно-пирротиновые и колчеданно-полиметалические месторождения Филизчайского рудного поля, представляющие большое промышленное значение. Подобные, но сравнительно мелкие проявления установлены в Кахетии (Грузия) и в Дагестане (Россия).

В пространственном распределении оруденения отмечается зональность: с северо-запада на юго-восток происходит смена медно-пирротиновых руд (Жихихское месторождение) колчеданно-полиметалическими (Филизчай, Катех, Кацдагское месторождения), что является подтверждением сложного полиген-полихронного генезиса месторождений этой зоны.

Открытие новых значительных по масштабам месторождений при современной изученности региона в структурах Большого Кавказа вряд ли возможно.

Пожалуй, по южному склону Большого Кавказа наибольший интерес могут представлять комплексы вдоль активной окраины, т.е. по юго-восточному продолжению Гагра-Джавской зоны, более полно представленные на территории Грузии, однако погруженные в процессе формирования Куринской впадины по северному ее обрамлению. На территории Азербайджана они представлены среднеюрскими и меловыми комплексами Кахетино-Вандамской зоны, рудопроявление в которых представлено редкометальной минерализацией с пиритом, халькопиритом и реже сульфидами свинца и цинка. Подобный вулканогенный комплекс частично сохранен и на юго-восточном продолжении в районе сел. Вандам. Пространственно-временная сопряженность проявления магматизма и тектоники позволяет прогнозировать возможность обнаружения здесь рудопроявления, характерного для Гагра-Джавской зоны.

Комплексы островодужно-активной континентальной окраины характерны для структурных зон Малого Кавказа, обусловивших формирование мезозойского вулкано-плутонического пояса в пределах Лок-Гарабагской зоны. Именно эта зона, длительное время являвшаяся основной минерально-сырьевой базой для республик Кавказа, считалась перспективной и приемлемой в отношении эндогенного оруденения на рудные и нерудные ископаемые. Известные крупные, представляющие промышленный интерес месторождения медно-колчеданных (Гядабей), медно-порфировых (Хар-хар, Мехмана), колчеданно-полиметалических (Мехмана), железорудно-кобальтовых (Дашкесан) и золотоносных (Човдар, Гызыл-булаг, Вежнали) руд уже исследованы и практически разработаны. При этом если перспективы железорудной минерализации (Дашкесан) еще существенны, то выявление новых колчеданных месторождений проблематично и возможно только при поисковых работах на глубокие горизонты. Научное обоснование этих работ требует проведения детального формационного и фациального анализа, а также комплекса геофизических исследований. Иными словами, в данной островодужной зоне, характеризующейся масштабным проявлением мезозойского кислого магматизма с широким набором рудных комплексов колчеданного типа, необходимо изучение и разведка глубоких горизонтов. Не менее важно установление тектонических условий проявления магматизма и рудогенеза и закономерностей их проявления на основе новых данных по петрологии, геохимии и геодинамике. Правда, по всем этим вопросам есть немало публикаций, освещающих ре-

зультаты многолетних исследований по Кавказу. Однако на сегодняшний день они не однозначны в своей трактовке истории геотектонического развития региона и формирования месторождений твердых полезных ископаемых.

Изучение последних с учетом данных по глубинным горизонтам может пролить дополнительный свет на проблему поиска на Кавказе рудных комплексов колчеданного типа.

Не полемизируя ни с «теми», ни с «другими», считаем возможным остановиться на ряде вопросов.

1. Необходимо выявление роли доальпийского субстрата в проявлении магматизма и рудогенеза, т.к. в Лок-Гарабахской зоне в Локской части имеются многочисленные крупные гранитоидные интрузивы и месторождения различного типа, а в Гарабахской нет крупных интрузивов и рудных месторождений; в чем причина?
2. В Локской части на Шамкирском и Агдамском поднятиях развиты месторождения колчеданного типа – медно-колчеданные, медно-порфировые, колчеданно-полиметалические с золотом; а в разделяющем их Дашкесанском прогибе – лишь железорудно-кобальтовое; не это ли указывает на нелинейный характер проявления металлогении и чем же он обусловлен?
3. При преобладающих фациях средне-кислых пород в вулканогенных и интрузивных образованиях (90%) и минимальных основных пород (до 10%), в геохимических составах кислых пород устанавливаются не характерные для них повышенные содержания сидерофильных и низкие щелочных элементов, а также в целом — мафический профиль металлогенической специализации, что позволяет исследователям сделать вывод о базальтоидном составе исходной магмы, хотя последняя не может явиться основой образования такого объема кислых пород без превосходящего объема основных пород; в чём причина?

Необходимо остановиться еще на одной проблеме, возникшей за последние годы – обнаружении при шлиховом анализе аллювиальных отложений в истоках р. Кюракчай минералов платиновой группы. Единичные находки не дают оснований для выявления коренных источников, однако в ряде работ по Уралу в островодужных комплексах отмечается высокий потенциал колчеданных типов месторождений на минералы платиновой группы и в первую очередь – на палладий. Обнаружение в шлихах минералов платины не исключает возможности их увязки с дайками габбро-диабазов в хребтовой части региона. Здесь же необходимо отметить, что для Дашкесанского рудного поля при анализе факторов структурного и вещественного контроля проявления железорудно-кобальтового оруденения высказывается предположение о благоприятных условиях формирования сульфидно-никелевых руд и золотого оруденения с учетом наличия в погребенном субстрате палеозойской офиолитовой пластины. К последним могут иметь прямое отношение и вышеупомянутые габбро-диабазовые дайки с возможной платиновой минерализацией, как гибридные производные, возникшие при воздействии кислой гранитоидной магмы на холодную гипербазитовую пластину.

Для установления практической значимости этой проблемы необходимы комплексные исследовательские работы, проводимые на базе современной аналитической лаборатории.

С колчеданным рудогенезом островодужного комплекса Малого Кавказа связаны и золоторудные месторождения. Генетическая их разнородность обусловлена приуроченностью к стадийному проявлению колчеданного оруденения: собственно колчеданные – Тоганалы, Чирагдере, Гоша, медно-колчеданные и колчеданно-полиметалические – Гядабей, Мехмана, барит-полиметаллические – Човдар, Тулалар. Полигенность и полихронность месторождений способствует увеличению их промышленной значимости на золото – Гядабейское и Мехманинское (Гызылбулаг).

Перспективы обнаружения новых золоторудных месторождений в данной зоне, кроме известных Гядабейского, Гызылбулагского и Вежналинского, из которых первый уже интенсивно разрабатывается, а два последующих находятся на оккупированной территории, проблематичны. Обнаруженные в недавнем новые месторождения Човдар и Тулалар во вторичных кварцитах перспективны, но еще находятся на стадии разведки. В данной зоне представляет интерес Даг-Кесаманское

золоторудное проявление, находящееся на тектоническом стыке с Куринской впадиной, перспективы которого до сих пор не выявлены, хотя начальный этап исследований был довольно обнадеживающим.

Есть определенная перспективность обнаружения в Гейча-Акеринской зоне, кроме Зодского, еще одного золоторудного месторождения. По результатам исследований последних лет Зодское золото – теллуридное месторождение – это офиолитовый тип генерации. Возможность обнаружения нового генетического типа заключается в том, что приуроченность золотого оруденения к мезозойским комплексам офиолитовой ассоциации – серпентинитам, лиственитам, габброидам, широко распространенным в Гейча-Акеринской зоне, наблюдается по расположенным в них гидротермально-измененным зонам. На наш взгляд, в мезозойский период выплавления палингенной гранитоидной магмы произошло взаимодействие ее с аллохтонно залегающей на доальпийском фундаменте офиолитовой пластиной, и именно с гидротермальной фазой вновь сформировавшейся гибридной магмы может быть связано золоторудное оруденение Зодского региона. Наличие погребенной под мезозойским комплексом палеозойской офиолитовой пластины устанавливается по результатам изучения этапов геодинамического развития региона, петрологии, фемическому профилю металлогении и геофизики.

Каков же прогноз возможного обнаружения в упомянутой зоне нового золоторудного орудения?

Гейча-Акеринская зона с мезозойским офиолитовым комплексом при общем СЗ-ЮВ простирании испытывает воздымание на ЮВ с соответствующим погружением на СЗ, и границы зоны крупной золоторудной минерализации зависят от глубины эрозионного среза.Так, находящийся на ЮВ Ипяк-Лысогорский перевал подвержен размыву, вскрытый в центре Зодский золоторудный участок находится в разработке, а в расположенном на СЗ Шахдагском районе предполагаемая минерализация не выходит на дневную поверхность. Именно на Шахдагском поднятии, как нам представляется, можно предположить возможное наличие золоторудного оруденения.

С островодужным комплексом связано также марганцевое, точнее железо-марганцевое оруденение – Молладжалилское, Эльворское, Дашсалахлинское. Подобного типа рудопроявления известны и на Большом Кавказе –Даличайское, Мюджичайское, Абшерон-Гобустанское, а также в Нахчыванской зоне – Аляги, Биченаг. Они различны по генезису, но вряд ли могут создать надежную основу для минерально-сырьевой базы Республики в будущем.

Касаясь вопроса перспективности обнаружения новых месторождений в Лок-Гарабахской островодужной системе, можно отметить, что она представляет собой СВ борт Малого Кавказа, сопрягающийся с южным бортом Куринской впадины. В данной зоне, как и в случае с Большим Кавказом, приграничные комплексы Малого Кавказа погружены в структуры Куринской впадины, и обнаружение в них рудных комплексов возможно лишь на основе проведения поисково-разведочных работ с применением комплекса «современных» методов геофизических исследований.

Рассматривая островодужную систему М. Кавказа в аспекте магматизма и рудоносности, необходимо охарактеризовать еще одну возможную перспективность структурной зоны. Металлогения этой зоны определяется хромитовым оруденением аллохтонной пластины, к сожалению, не достигающим промышленной значимости, а также слабым проявлением колчеданного оруденения и наложенным на офиолитовый комплекс региона вышеупомянутым золоторудным оруденением (Зод, Соютлу). Наличие в данной структуре гидротермально-измененных зон с колчеданной и медно-колчеданной минерализацией и соответствие данной зоны центральной части единой Лок-Кафанской зоне с богатой медно-колчеданной минерализацией не исключает возможного наличия в глубинном мезозойском фундаменте аналогичного оруденения.

Комплексы пассивной континентальной окраины. Перспективы рудоносности пассивной континентальной окраины, охватывающей кайнозойские образования Нахчыванской плиты определяются несколькими генетическими типами медного и медно-молибденового оруденения. Это – медно-порфировые руды месторождений Мисдаг,

Диахчай, Гей-гель, Гекгюндур (Ордубадский р-н), медистые песчаники стратиформных медных руд (Асадкяфская группа), колчеданно-полиметалические руды (Агдара), медно-молибденовые (Парагачай, Капуджих), а также полиметаллические и молибденовые проявления северной Гарабахской зоны по южному обрамлению Кяльбаджарской наложенной мульды (Далидаг).

Среди этих месторождений и проявлений медно-молибденового оруденения потенциально перспективным на более глубокие горизонты может считаться уже исчерпавшее себя разработками Парагачайское медно-молибденовое месторождение Мегри-Ордубадского батолита. Находящееся по северному борту батолита более крупное Кафанское месторождение (Армения) находится в разработке по настоящее время.

Что касается медных и медно-колчеданных объектов этого региона, то их перспективы ограничены, т.к. кайнозойский вулканизм по сравнению с мезозойским распространен менее масштабно.

Учитывая преимущественно кислый гранитоидный состав довольно крупных на Кавказе батолитов – Мегри-Ордубадского и Далидагского, определенный интерес с возможной переоценкой накопленного фактического материала может представлять вольфрамовое оруденение, приуроченное к приконтактовой полосе этих плутонов.

Проведенный нами обзор и обобщение имеющегося геолого-тектонического материала по изучению рудных месторождений азербайджанской части Восточного Кавказа предопределены рядом обстоятельств:

1. Появлением нового поколения геологических карт и схем, основанных на интерпретации геодинамических режимов с присущими им рудно-магматическими системами и сопутствующими структурно-вещественными и рудными комплексами, позволяющими выявить типоморфные различия между генотипами и сопряженными с ними рудными объектами;
2. Накопившимися за последнее время новыми данными по структурной позиции аллохтонных мезозойской и вновь выявленной палеозойской офиолитовых пластин, по структурно-геологическим позициям рудных полей и составляющих их комплексов, позволившими переосмыслить процессы рудогенеза в формировании рудно-магматических систем;
3. Возникшей необходимостью определения дальнейших направлений исследований, связанных с расширением минерально-сырьевой базы Республики и, следовательно, потребностью в активизации поисков крупных рудных объектов, которые могут быть рентабельно разработаны в условиях рыночных отношений в предстоящем XXI веке.

Среди всех геодинамических режимов формирования рудных комплексов островодужная обстановка Малого Кавказа является наиболее продуктивной, т.е. масштабной и разнообразной по типу оруденения. Для всего мезозойского периода (юра-мел) развития региона в этом режиме известны медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические с золотом, барит-золото-полиметаллические, медно-порфировые, железорудно-кобальтовое, гематитовые, марганцевые и ряд нерудных – алунитовое, цеолитовое, бентонитовое месторождения. При этом установлена генетическая связь перечисленных месторождений с вещественными комплексами определенных геодинамических режимов.

При последующих металлогенических исследованиях особое внимание, на наш взгляд, должно быть обращено на выявление типоморфных особенностей комплексов конкретных обстановок, как более ранних так и более поздних, возникших в процессах трансформаций – тектонических и метаморфических. Трансформации особенно характерны для коллизионных комплексов, возникающих на окраинах континентальных плит, где металлогении свойственен нелинейный характер проявления.

Высокая перспективность структурных зон Кавказа, включая территорию Азербайджана, по целому ряду полезных ископаемых – медь, хром, железо, полиметаллы, золото и нерудное полезное сырье подтверждена результатами многолетних исследований. Несмотря на длительный период их разработки, а также исчерпанности некоторых из них, дальнейшие детальные исследования могут позволить прогнозировать перспективы более

глубоких горизонтов, что, конечно, не исключает возможности увеличения сроков их эксплуатации. Не исчерпан и ресурс региона по золоту. Обнаружение ряда мелких месторождений, а также золота в речных аллювиях (россыпное золото с платиной) в купе с возможным обнаружением золоторудного месторождения, находящегося в погребенном состоянии в Шахдагской части Гейча-Акеринской зоны, дает основание положительно оценивать перспективы региона на этот благородный металл.

Однако дальнейшее развитие промышленной индустрии, по-видимому, будет связано с эксплуатацией месторождений-гигантов. Для нашей Республики с известными, разведанными, эксплуатируемыми и частично истощенными месторождениями в пределах Большого и Малого Кавказа не представляется реальным обнаружение подобного типа месторождений – гигантов твердого полезного ископаемого.

Перспективной в этом отношении может служить лишь Куринская межгорная впадина, представляющая собой грабен-рифтогенную зону, северная часть которой – опущенный южный борт Большого Кавказа, южная часть – опущенный северный борт Малого Кавказа, а центральная часть (Аджиноурское поднятие) – погребенная сутурная зона коллизии. Вышеупомянутые борта Большого и Малого Кавказа характеризуются крупными промышленно значимыми месторождениями колчеданных руд. Несомненно, перекрывающий их кайнозойский осадочный чехол Куринской впадины значительной мощностью и пологими надвигами, нарушившими инфраструктуру бассейна осадконакопления, осложняет возможность их эксплуатации в ближайшем будущем.

На наш взгляд, не бесперспективны также исследования глубоких горизонтов Дашкесанского рудного поля на возможность обнаружения сульфидно-никелевых, платиновых и даже золотоносных руд, а также глубоких мезозойских уровней Гейча-Акеринской зоны на медно-колчеданное оруденение.

Главная задача в этой проблеме – на основе полученных новых данных по геологии и геодинамике региона, а также современных методов исследований, в первую очередь геофизических, произвести «теоретический поиск» и практически выделить оруденение, представляющее промышленную значимость, а может быть, даже установить новый промышленно-генетический тип рудного поля. Все это должно проводиться при наличии современной аналитической базы, позволяющей диагностировать исследуемый объект, и современных технологий, позволяющих с минимальным ущербом для природы извлечь их с больших глубин.

© T.Ş.Salavatov və b., 2011

ÇOXKOMPONENTLI QARIŞIQDA BƏRK FAZANIN DİAMETRİNİN QAZLİFT QUYUSU BORULARINDA TIXAC ƏMƏLƏGƏLMƏYƏ TƏSİRİNİN TƏDQİQİ

T.Ş.Salavatov, V.T.Mustafayev, V.R.Fətəliyev, H.N.Bəbirov, Y.V.Məmmədova

Azərbaycan Dövlət Neft Akademiyası
AZ1010, Bakı, Azadlıq prospekti, 20

Məqalədə qazlift quyusu birinci sıra borularının "quyruq" hissəsində qum tıxacının yaranması səbəbləri tədqiq olunur. Müəyyən edilmişdir ki, borularda tıxac əmələgəlməyə maye qarışığındakı (neft-su qarışığında) bərk fazanın miqdarı ilə bərabər, onun diametri də təsir göstərir.

Qöstərilir ki, bərk fazanın maye qarışığındakı miqdarının sabit qiymətində, borularda tıxac əmələgəlmə qumun diametri 0,85-1,2 mm və ondan artıq olanda baş verir.

Quyuların qazlift üsulu ilə istismarı göstəricilərinə təsir edən amillərdən biri lay flüidi (Абасов и др. 2008) ilə birlikdə quyu lüləsinə daxil olan mexaniki qarışığın tərkibi və diametridir (Salavatov, 2008). Çoxkomponentli qarışıqdakı bərk fazanın diametrinin qazlift quyusu birinci sıra borularının "quyruğun"da tıxac əmələgəlməyə təsirini öyrənmək məqsədilə "lay-quyu" sistemini imitasiya edən qurğuda (Мамедов и Аскерли, 2009) tədqiqat aparılmışdır.

Tədqiqatda üçfazalı və dördfazalı qarışıqlar sınaqdan keçirilmişdir.

Üçfazalı qarışığın tərkibi qaz-cod lay suyu və bərk hissəciklərdən – kvars qumundan ibarət olmuşdur.

Dördfazalı qarışığın tərkibi isə qaz-cod lay suyu – neft və bərk hissəciklərdən ibarət olmuşdur.

Dördfazalı qarışıqda maye faza cod lay suyundan və neftdən ibarət olmuşdur. Qarışıqda neftli faza kimi nyuton və qeyri-nyuton xassəli neftlərdən istifadə edilmişdir. Bərk faza kimi diametri 0,2-0,5 mm; 0,5-0,85 mm; 0,85-1,2 mm və 1,2-2,0 mm, qarışıqdakı qatılığı isə 0,1; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0; və 3,5% olan kvars qumundan istifade olunmuşdur.

Tədqiqat aşağıdakı ardıcıllıqla aparılmışdır: əvvəlcə üçfazalı qarışıqda diametri 0,2-0,5 mm olan müəyyən qatılıqlı kvars qumlu sistemin qaldırıcı liftdə 10-12 saat dövranı müddətində birinci sıra boruların "quyruq" hissəsində tıxac əmələgəlməyə nəzarət edilmişdir. Eyni tədqiqat diametri 0,5-0,85 mm və digər diametrli bərk fazalarla da təkrarlanmışdır. Tədqiqatlarda çoxkomponentli qarışığın liftdəki hərəkət sürəti saniyədə 30, 60, 90 və 120 sm olmuşdur.

Üçfazalı qarışıqda müxtəlif diametrli bərk fazanın qatılığını qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə təsirini öyrənmək üçün aparılmış tədqiqatın nəticələri 1-ci cədvəldə verilir.

Birinci cədvəldən görünür ki, üçfazalı komponentdəki bərk hissəciklərin (qumun) diametrinin artması eyni bərabər şəraitdə tıxac əmələgəlməni sürətləndirir. Misal üçün, üçfazalı qarışıqda bərk fazanın diametri 0,2-0,5 mm və qatılığı maye fazanın 0,1% miqdarında və hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olanda tıxac əmələgəlmə baş vermir. Lakin qarışıqda bərk fazanın diametri 0,5-0,85; 0,85-1,2 və 1,2-2,0 mm olan hallarda eyni qatılıq və hərəkət sürətində (qatılıq 0,1% və hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olanda) tıxac əmələgəlmə müvafiq olaraq 5, 10 və 15% olur. Buradan görünür ki, eyni miqdar bərk fazanın üçkomponentli qarışıqda diametrinin artması tıxac əmələgəlməni intensivləşdirir. Diqqəti cəlb edən cəhət odur ki, eyni diametrli bərk fazanın üçkomponentli qarışıqdakı qatılığının 2,5%-dən başlayaraq artması qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməni kəskin artırır. Misal üçün, üçfazalı qarışıqda kvars qumunun diametri 0,2-0,5 mm olanda onun sistemdəki qatılığı 0,1%-dən 2%-ə qədər artması, lift boyu qarışığın hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olanda tıxac əmələgəlmə 0%-dan başlayaraq (qatılıq 0,1% olanda) 45%-ə qədər (qatılıq 2% olanda) artır. Lakin diametri 0,2-0,5 mm olan bərk fazanın çoxkomponentli qarışıqdakı eyni dia-

metrli, lakin qatılığın 2,5%-dən 3,5% artması, birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməni 63%-dən (qatılıq 2,5% olanda) 88%-ə qədər (qatılıq 3,5% olanda) artırır.

Üçfazalı komponentdə eyni 2,5-3,5% qatılığında olub, lakin bərk fazanın diametrinin 0,2-0,5 mm-dən 0,5-0,85 mm-ə qədər artırılması, qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməni, müvafiq olaraq, 63-88%-dən (bərk fazanın diametri 0,2-0,5 mm olanda) 68-92%-ə qədər (bərk fazanın diametri 0,5 - 0,85 mm olanda) çoxaldır.

Birinci cədvəldən görünür ki, bərk fazanın çoxkomponentli qarışıqdakı miqdarı və qarışığın lift boyu hərəkət sürətinin eyni qiymətlərində onun diametrinin artması qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməni kəskin sürətləndirir.

Misal üçün, çoxkomponentli qarışıqda bərk fazanın diametri 0,2-0,5 mm olub onun qarışıqdakı qatılığı 3% və hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olduğu halda tıxac əmələgəlmə 75% olursa, yuxarıdakı şərtlərdə, lakin bərk fazanın diametrinin 0,5-0,85 mm olması tıxac əmələgəlməni 80%-ə, bərk fazanın diametri 0,85-1,2 mm-ə çatması tıxac əmələgəlməni 86%-ə və nəhayət, eyni bərabər şəraitdə bərk fazanın diametri 1,2-2,0 mm olması, qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməni 90%-ə qədər artırır. Bu, bərk fazanın diametrinin artması ilə qarışıqda kütlə əmələgəlmənin asanlaşmasına münbit şəraitin yaranması ilə izah olunur.

1-ci cədvəl

Bərk fazanın çoxkomponentli qarışıqdakı diametri, mm	Bərk fazanın çoxkomponentli qarışıqdakı qatılığı, %	Üçfazalı qarışığın lift borularındakı müxtəlif hərəkət sürətlərində (sm/san) 12 saat dövranı müddətində tıxac əmələgəlmə, %			
		30	60	90	120
0,2-0,5	0,1	0	0	0	0
	0,5	15	10	5	0
	1,0	20	15	8	0
	1,5	30	22	14	5
	2,0	45	37	29	16
	2,5	63	53	48	30
	3,0	75	62	56	42
	3,5	88	78	66	59
0,5-0,85	0,1	5	5	0	0
	0,5	20	15	10	0
	1,0	25	20	12	7
	1,5	35	30	18	11
	2,0	50	40	32	27
	2,5	68	55	51	39
	3,0	80	71	62	48
	3,5	92	82	80	64
0,85-1,2	0,1	10	10	5	0
	0,5	23	17	12	8
	1,0	28	21	19	12
	1,5	40	32	26	19
	2,0	65	42	35	30
	2,5	75	58	56	41
	3,0	86	75	65	49
	3,5	94	86	82	66
1,2-2,0	0,1	15	13	10	5
	0,5	27	21	16	11
	1,0	31	29	27	20
	1,5	46	32	31	22
	2,0	52	44	42	38
	2,5	65	59	57	42
	3,0	90	77	75	51
	3,5	95	89	86	69

Dördfazalı qarışıqda bərk fazanın diametrinin və onun sistemdəki qatılığının qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə təsiri tədqiq edilmişdir. Tədqiqatda dördüncü faza kimi nyuton və qeyri-nyuton xassəli neftlərdən istifadə edilmişdir. Sınaqdan keçirilən nyuton xassəli neftin özlülüyü 2,3 mPa·s, həddi sürüşmə gərginliyi 0 və 303 K temperaturda sıxlığı isə 832 kq/m^3 olmuşdur. İstifadə olunan qeyri-nyuton tipli neftin struktur özlülüyü 121 mPa·s, onun həddi sürüşmə gərginliyi $135 \cdot 10^{-7}$ MPa və 303 K temperaturdakı sıxlığı isə 946 kq/m^3 olmuşdur. Nyuton xassəli neft Qaraçuxur neft yatağındakı IX horizontundan işləyən 857 saylı quyudan götürülmüşdür. Qeyri-nyuton xassəli neft Qaraçuxur neft yatağındakı Q_aLD_2-dən işləyən 926 saylı quyudan götürülmüşdür.

Tədqiqat aşağıdakı kimi aparılmışdır:

Əvvəlcə ayrılıqda hər növ neftlə dörd model qarışıq hazırlanmışdır. Dördfazalı qarışıqdakı birinci modeldə maye faza 10% cod lay suyundan və 90% neftdən, qalan üç modeldə su fazası 20% - neft fazası 80%, su fazası 40% - neftli faza 60% və su fazası 80% - neftli faza isə 20% olmuşdur. İkinci cədvəldə diametri 0,2-0,5 mm olan kvars qumun qatılığının çoxkomponentli qarışıqda müxtəlif hərəkət sürətlərində qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə təsiri öyrənmək üçün aparılan tədqiqatın nəticələri verilir.

2-ci cədvəl

Çoxkomponentli qarışıqda maye fazasının tərkibi, %		Bərk fazanın çoxkomponentli qarışıqdakı qatılığı, %	Çoxkomponentli qarışıqda diametri 0,2-0,5 mm olan bərk fazanın qatılığının (%), liftdə müxtəlif hərəkət sürətində (sm/san) qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə təsiri, %							
			Nyuton xassəli neft				Qeyri-nyuton xassəli neft			
Cod lay suyu	Neft		30	60	90	120	30	60	90	120
10	90	0,1	5	0	0	0	0	0	0	0
		0,5	12	6	0	0	8	0	0	0
		1,0	18	14	8	0	10	4	0	0
		1,5	26	19	12	0	18	12	5	0
		2,0	39	29	21	13	26	21	14	5
		2,5	53	45	39	28	30	23	19	10
		3,0	68	59	51	40	43	35	27	14
		3,5	79	74	63	55	47	38	31	23
20	80	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0
		0,5	7	0	0	0	0	0	0	0
		1,0	12	0	0	0	6	0	0	0
		1,5	22	11	5	0	12	5	0	0
		2,0	39	24	18	5	24	19	10	0
		2,5	46	37	29	20	27	21	13	7
		3,0	59	48	39	27	40	32	20	12
		3,5	69	60	49	38	43	35	27	20
40	60	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0
		0,5	5	0	0	0	0	0	0	0
		1,0	8	0	0	0	0	0	0	0
		1,5	16	10	5	0	0	0	0	0
		2,0	29	21	14	6	21	14	5	0
		2,5	40	33	21	11	24	19	11	6
		3,0	51	44	32	23	38	29	19	8
		3,5	65	59	47	37	40	31	25	14
80	20	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0
		0,5	6	0	0	0	0	0	0	0
		1,0	10	5	0	0	7	0	0	0
		1,5	19	12	8	5	12	10	5	0
		2,0	32	23	20	15	27	20	12	7
		2,5	43	34	29	23	25	21	19	11
		3,0	54	45	37	29	39	38	26	18
		3,5	68	61	52	41	42	33	25	19

Cədvəldən görünür ki, çoxkomponentli qarışıqda maye fazanın tərkibində cod lay suyunun miqdarı 10% və neftli faza isə 90% olub, diametri 0,2-0,5 mm olan bərk hissəciklərin qatılığı 0,1 və 0,5% olanda qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlmə ancaq o vaxt baş verir ki, hərəkət sürəti saniyədə 30 və 60 sm olsun.

Çoxkomponentli qarışıqda neftli faza kimi həm nyuton və həm də qeyri-nyuton xassəli neftin olması, sistemin qaldırıcı lift boyu hərəkət sürətinin nisbətən böyük qiymətlərində (saniyədə 90 və 120 sm olanda) tıxac əmələgəlmə baş vermir.

Lakin qarışıqda bərk fazanın qatılığı 1% və daha artıq olanda, tıxac əmələgəlmə qarışığın liftdə hərəkət sürəti saniyədə 30, 60 və 90 sm olanda, müvafiq olaraq, 18, 14 və 8% olur (nyutonlu neft üçün). Çoxkomponentli qarışığın hərəkət sürətinin saniyədə 120 sm-ə qədər qaldırılması, qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə imkan verilmir.

Cədvəldən göründüyü kimi, çoxkomponentli qarışıqda diametri 0,2-0,5 mm olan bərk fazanın qatılığı 1 və 1,5% və hərəkət sürətinin saniyədə 30 və 60 sm olan hallarda tıxac əmələgəlmə, müvafiq olaraq, 18 və 26% (hərəkət sürəti saniyədə 30 sm və qarışıqda nyuton xassəli neft olanda) və 10 və 18% eyni hərəkət sürətində (maye fazada qeyri-nyuton xassəli neft olanda) olur. Cədvəl 2-də göstərilən rəqəmlərdən aydın olur ki, diametri 0,2-0,5 mm olan kvars qumun çoxkomponentli qarışıqdakı qatılığı 2% olanda, lift boyu sistemin hərəkət sürəti saniyədə 30, 60, 90 və 120 sm olan hallarda tıxac əmələgəlmə (nyuton xassəli neft olanda), müvafiq olaraq, 39, 29, 21 və 13% təşkil edirsə, qeyri-nyuton xassəli neft üçün bu miqdar eyni sürətlərdə, müvafiq olaraq, 26, 21, 14 və 5% olur.

İkinci cədvəldən görünür ki, çoxkomponentli qarışığın tərkibindəki maye fazasında cod lay suyun miqdarı 20% və neftli fazanın miqdarı 80% olanda, eyni bərabər şəraitdə qazlift quyusu birinci sıra borularda tıxac əmələgəlmə azalır. Misal üçün, çoxkomponentli qarışıqdakı maye fazasında nyuton xassəli neftdən istifadə edərkən bərk hissəciklərin sistemdəki qatılığı 1,5 və 2% olanda, tıxac əmələgəlmə, müvafiq olaraq, 22 və 39% (qarışığın hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olanda), 11 və 24% (qarışığın lift boyu hərəkət sürəti 60 sm/san olanda), 5 və 18% (qarışıqda hərəkət sürəti saniyədə 90 sm olanda) və nəhayət, hərəkət sürətinin artaraq saniyədə 120 sm-ə çatması tıxac əmələgəlməni 0% və 5%-ə qədər azaldır.

Çoxkomponentli qarışıqda maye fazanın tərkibində qeyri-nyuton xassəli neft olanda, eyni bərabər şəraitdə (qarışıqda bərk fazanın diametri və qatılığının eyni qiymətlərində) qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlmə (diametri 0,2-0,5 mm və qarışıqda qatılığı 1,5 və 2% olan bərk faza) 12 və 24% (qarışığın lift boyu hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olanda), 5 və 19% (qarışığın hərəkət sürəti saniyədə 60 sm olanda), 0% və 10% (qarışığın hərəkət sürəti saniyədə 90 sm olanda) baş verir.

Çoxkomponentli qarışığın lift boyu hərəkət sürətinin saniyədə 120 sm-ə qaldırılmış qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlmə baş vermir.

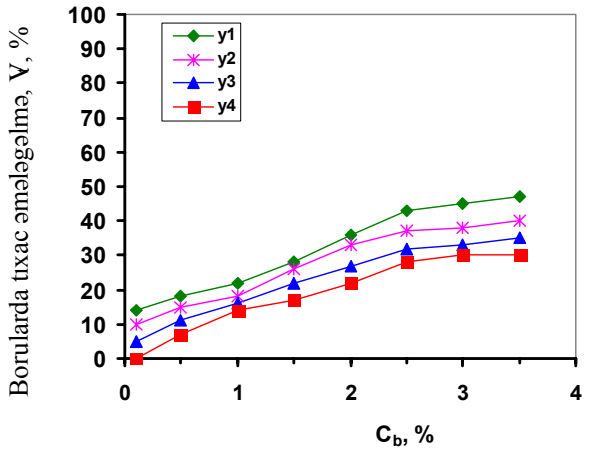
İkinci cədvəldən görünür ki, çoxkomponentli qarışıqda maye fazanın tərkibi 20% cod lay sudan və 80% neftdən ibarətdirsə, qazlift quyusu birinci sıra borularda tıxac əmələgəlmə azalır. Bu onunla izah olunur ki, maye fazadakı cod lay suyu ilə neftin qarışmasından alınan məhlul yüksək özlülüyə malik olur, bu da öz növbəsində qarışığın tərkibindəki bərk fazanı asılı halda saxlayaraq, onun çökməsinə imkan vermir. Bunu çoxkomponentli qarışıqda cod lay suyunun miqdarı 40% və neftli fazanın 60% olduğu hala da şamil etmək olar.

İkinci cədvəldən o da məlum olur ki, çoxkomponentli qarışıqda cod lay suyunun miqdarı 80% və neft isə 20% olanda qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlmə intensivləşir.

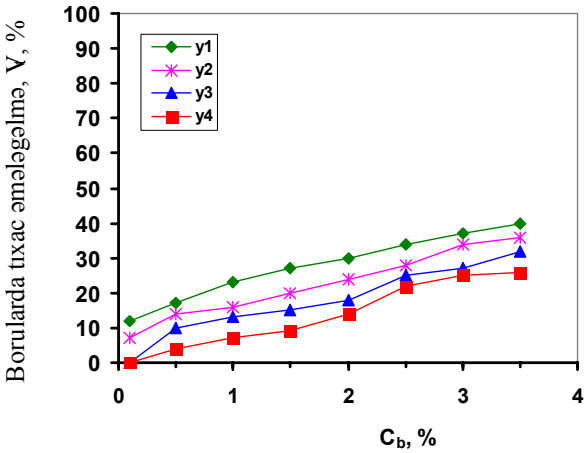
Buna səbəb çoxkomponentli qarışıqdakı maye fazasında cod lay suyunun çox olması məhlulun özlülüyünü azaldır, yəni bərk fazanın çökməsinə münbit şərait yaranır və nəticədə tıxac əmələgəlmə artır.

Eyni tədqiqatda çoxkomponentli qarışıqda bərk fazanın diametri 1,2-2 mm və onun qarışıqdakı qatılığı və hərəkət sürətlərində qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə təsiri öyrənilmiş və onların nəticələrinə əsasən, birinci *a* və birinci *b* şəkillərdəki əyrilər nyuton xassəli neftlər, ikinci *a* və ikinci *b* şəkillərdəki əyrilər isə qeyri-nyuton xassəli neftlər üçün qurulmuşdur. Əyrilərdən görünür ki, çoxkomponentli qarışıqdakı bərk fazanın diametrinin 1,2-2 mm-ə çatması kompressor quyusu birinci sıra borularda tıxac əmələgəlmənin sürətini müəyyən qədər azaldır.

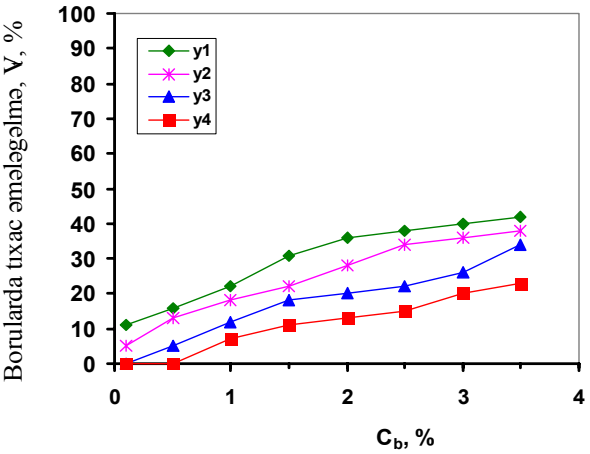
Buna səbəb, bərk hissəciklər qarışıqda hərəkət edərkən onların qarışaraq kütlə əmələ gətirmələrinə baxmayaraq, onlar müəyyən keçiriciliyə malik olduqlarından qarışığın şırnağından yenidən dağılaraq, nisbətən çökməsidir.



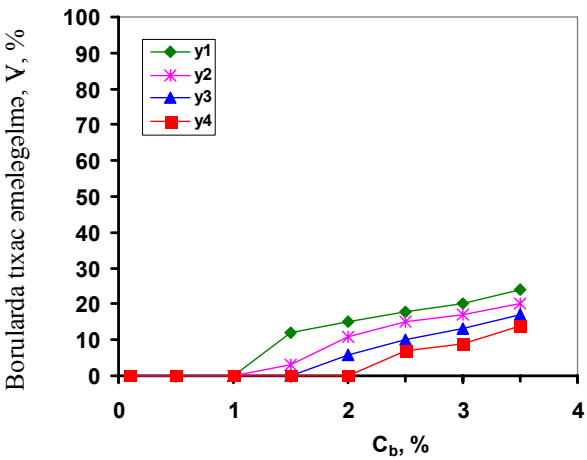
Şəkil 1*a*. Çoxkomponentli qarışıqda diametri 1,2-2,0 mm olan bərk fazanın qatılığının (C_b, %) qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə (V_t, %) təsiri.
1, 2, 3 və 4 – qarışığın liftboyu hərəkət sürətinin əyriləri: müvafiq olaraq, saniyədə 30, 60, 90 və 120 sm. Çoxkomponentli qarışıqda maye fazası 10% cod lay suyu və 90% nyuton xassəli neftdən ibarətdir.



Şəkil 2*a*. Çoxkomponentli qarışıqda diametri 1,2-2,0 mm olan bərk fazanın qatılığının (C_b, %) qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə (V_t, %) təsiri.
1, 2, 3 və 4 – qarışığın liftboyu hərəkət sürətinin əyriləri: müvafiq olaraq, saniyədə 30, 60, 90 və 120 sm. Çoxkomponentli qarışıqda maye fazası 10% cod lay suyu və 90% qeyri-nyutonlu neftdən ibarətdir.



Şəkil 1*b*. Çoxkomponentli qarışıqda diametri 1,2-2,0 mm olan bərk fazanın qatılığının (C_b, %) qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə (V_t, %) təsiri.
1, 2, 3 və 4 – qarışığın liftboyu hərəkət sürətinin əyriləri: müvafiq olaraq saniyədə 30, 60, 90 və 120 sm. Çoxkomponentli qarışıqda maye fazası 40% cod lay suyu və 60% nyuton xassəli neftdən ibarətdir.



Şəkil 2*b*. Çoxkomponentli qarışıqda diametri 1,2-2,0 mm olan bərk fazanın qatılığının (C_b, %) qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməyə (V_t, %) təsiri.
1, 2, 3 və 4 – qarışığın liftboyu hərəkət sürətinin əyriləri: müvafiq olaraq, saniyədə 30, 60, 90 və 120 sm. Çoxkomponentli qarışıqda maye fazası 40% cod lay suyu və 60% qeyri-nyutonlu neftdən ibarətdir.

NƏTİCƏ

1. Çoxkomponentli qarışıqda eyni bərabər şəraitdə (qarışıqdakı bərk fazanın eyni qatılığı və hərəkət sürətində, çoxkomponentli qarışığın tərkibi və s.) bərk fazanın diametrinin artması qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlməni intensivləşdirir və bu, daha çox bərk fazanın diametrinin artaraq 1,2-2 mm olanda baş verir.
2. Eyni bərabər şəraitdə bərk fazanın diametri 0,2-0,5 mm olanda birinci sıra borularda tıxac əmələgəlmə baş vermir və o, qatılıq 2% və daha çox olanda baş verir.
3. Çoxkomponentli qarışıqda maye fazasında cod lay suyunun miqdarı 20-40% arasında olanda

qazlift quyusu birinci sıra borularında tıxac əmələgəlmə azalır. Lakin qarışıqda suyun miqdarı 80% və daha artiq olanda tıxac əmələgəlmə intensivləşir.

4. Çoxkomponentli qarışığın liftboyu hərəkət sürəti saniyədə 30 sm olanda eyni bərabər şəraitdə tıxac əmələgəlmə intensivləşir və hərəkət sürətinin saniyədə 60 sm-dən artıq olması tıxac əmələgəlməni azaldır.
5. Eyni bərabər şəraitdə qarışığın qeyri-nyuton xüsusiyyəti tıxac əmələgəlməni azaldır və qarışıqda suyun miqdarı 80% və ondan artıq olanda tıxac əmələgəlmə intensivləşir.

ƏDƏBİYYAT

SALAVATOV, T.Ş., ƏHMƏDOV, S.F. və OSMANOV, B.A. 2008. Neftin quyu ilə çıxarılması texnologiyası. ADNA. Bakı.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., АЛЬ-САЛИХИ, А.А. 2008. К методике расчета технологических параметров газонефтяного подъемника. *Труды Института Геологии АН Азербайджана,* 36, 6-16.

МАМЕДОВ, Т.М., АСКЕРЛИ, Ш.И. 2009. Исследование повышения эффективности депарафинизации поверхности породы углеводородными растворителями. *Нефтепромысловое дело,* ВНИИОЭНГ, 9, 38-42.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü Q.İ.Calalov rəy vermişdir

© Ə.M.Məmmədtağızadə və b., 2011

QAZIMA ZAMANI TEXNOGEN TƏZYİQİN YARANMA MEXANİZMİNƏ DAİR

Ə.M.Məmmədtağızadə, Y.İ.Səfərov, R.S.İbrahimov, Ş.O.Baxşəliyeva, Q.A.Rzayev

Azərbaycan Dövlət Neft Akademiyası
AZ1010, Bakı, Azadlıq prospekti, 20

Məqalədə elmi, təcrübi və mədən məlumatları əsasında təzahür edən layın tavanından «quyruq» kəmərinin başlığına qədər olan məsafədə lay flüidinin hərəkəti zamanı yaranan müqavimət əmsalı təyin edilmişdir.

Neft və qaz quyularının qazılma təcrübəsindən və texniki ədəbiyyatdan (Səfərov,1997; 2001) məlumdur ki, sement məhlulu ilə qazıma məhlulunun qarışığından hel-sement qarışığı əmələ gəlir ki, bu da sementləmənin keyfiyyətinə mənfi təsir göstərir. Belə ki, hel-sement qarışığı və qazıma məhlulu sement məhlulu ilə tamam çıxarıla bilmədiyi üçün quyuda qalaraq sement daşı içərisində kanalların yaranmasına və həmin kanallarla lay flüidi qazının quyuağzına qalxmasına, yuxarı qatlarda texnogen təzyiqinin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Bu təzyiq quyu quruluşu seçiləndə nəzərə alınmadığından qazıma zamanı bir sıra mürəkkəbləşmələrə gətirib çıxarır və onların ləğv edilməsinə xeyli vaxt və vəsait tələb olunur. Bəzən isə bu mümkün olmadığından quyu texniki səbəbdən ləğv edilir. Buna misal olaraq layihə dərinliyi 3800 m olan Kör-göz-Qızıltəpə sahəsində yerləşən 269 №-li quyuda 1497 m dərinliyə (layihə üzrə isə 1500 m) o, 339 m-lik kəmər endirilmişdir. 1660 m-ə qədər quyu qazıma məhlulunun sıxlığı 2050 kq/m^3, şərti özlülüyü 60 saniyəyə, suverimi 3 sm^3/dəq. parametrləri ilə dərinləşdirilən zaman qaz təzahürü tez-tez rast gəldiyindən qazıma məhlulunun sıxlığı 2150-2170 kq/m^3-ə qədər çatdırılmışdır. 1660-1668 m intervalında mexaniki sürət artmış və son 8 m 2 saat 40 dəqiqəyə qazılmışdr. Bu zaman qazıma məhlulunun udulması baş vermişdir. Müxtəlif xarakterli mürəkkəbləşmələr olduğu üçün, yəni udulma və təzahür 666-760 m intervalında uzunluğu 905 m olan (layihə üzrə 2100 m) 245 m-lik texniki kəmər endirilmişdir. Sonrakı qazıma işləri 2338 m-ə qədər davam etdirilmişdir, lakin qazıma prosesində və eləcə də texnoloji prosesləri yerinə yetirərkən qaz təzahürü müşahidə edilmiş, nəticədə qazıma məhlulunun sıxlığı 2170 kq/m^3-dən 2000 kq/m^3-ə qədər düşmüşdür. Qaz təzahürünə səbəb 0,339 m-lik kəmərin 1100 m hissəsində yivdən aralanma və 0,245 m-lik «quyruq» kəmərin halqavari fəzasında yaranan texnogen təzyiq olmuşdur. Oxşar xarakterli təzahür Söyüdlər sahəsində yerləşən 2 №-li quyuda da baş vermişdir («quyruq» kəməri endirildikdən sonra). Burada təzahürün ləğv edilməsi külli miqdarda ağırlaşdırıcı qazıma məhluluna əlavə edilməklə texniki kəmərlə, «quyruq» kəməri arasında tıxac əmələ gətirdikdən sonra mümkün olmuşdur. Tıxacın əmələ gəlməsi mexanizmi əsasən laydan gələn su ilə ağırlaşdırılmış qazıma məhlulu qarışdığından, qazıma məhlulunun özlülüyü aşağı düşdüyündən ağırlaşdırıcı halqavari fəzada çöküntü yaratmışdır.

Göründüyü kimi, sementləmədən sonra sement daşında çatların və sement daşı ilə quyu gövdəsində gil qabığı arasında relaksasiya nəticəsində gərginliyinin azalması lay flüidinin aşağıdakı laydan yuxarı qalxıb anomal yüksək texnogen-təzyiq (AYTT) yaranır. Bu, texnoloji proseslərin yerinə yetirilməsindən sonra yaranan təzyiqdir ki, özünü anomal yüksək texnogen lay təzyiqinin (AYLT) təzahürü kimi göstərir (Ziberman,1986). Qazılmaqda olan quyuda AYTT-nin təyin edilməsi olduqca çətindir. Ancaq quyuya qoruyucu kəmər endirilməzdan əvvəl və dərinləşməyən hallarda AYTT-nin aşkar edilməsi daha asan olur.

«Quyruq» kəmərinin uzunluğunu təyin etmək üçün (Səfərov, 1997) təklif olunmuş asılılıq

$$h = \frac{\Delta P}{\rho_0 - q} \qquad (1)$$

burada h – quyruq kəmərinin uzunluğu, m:ΔP – təzahür edən layın tavanında lay təzyiqinə qazı-

ma məhlulunun yaratdığı əlavə hidrostatik təzyiq; q_q – lay təzyiqinin qradiyenti; lakin yuxarıdakı (1) ifadəsində təzahür edən layın tavanından «quyruq» kəmərin başlığına qədər olan məsafədə lay flüidinin hərəkəti zamanı yaranan müqavimət nəzərə alınmamışdır. Ona görə aşağıda AYTT yaranma şəraiti və onun yaratdığı mürəkkəbləşmənin öyrənilməsinə cəhd edilmişdir.

Yuxarıda qeyd edilən prosesin hidrodinamik şəraitinin yaranma mexanizmini aydınlaşdırmaq üçün aşağıdakı məsələnin həllinə nəzər yetirək.

Flüidin qərarlaşmamış süzülməsi üçün mövcud tənlik əksər hallarda istilikkeçirmə tənliyinin inteqrallaşmasına gətirib çıxarır. Bu halda bir neçə sərhəd şərtləri F (X,Y,Z) =0; P təzyiqində məlum başlanğıc paylanması P (X,Y,Z,O) = f (X,Y,Z) kimidir. Birölçülü məsələ əksər hallarda birölçülü istilikkeçirmə tənliyinin həllinə gətirib çıxarır, yəni

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \chi \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \qquad (2)$$

burada müqavimət əmsalı aşağıdakı ifadədən tapılır:

$$\chi = \frac{kP}{m\mu}$$

Başlanğıc və sərhəd şərtləri aşağıdakılardır:

$$P\,(X,O)_{t=o} = f(t),\ P\,(O,t)_{x=o} = \varphi_1\,(t) \qquad (3)$$

$$P\,(H,\,t)_{x=l} = \xi\,(t) \qquad (4)$$

Əlavə şərt

$$P\,(H,t) = \frac{k}{\mu}(P_k - P_s) - \frac{2B}{H} \qquad (5)$$

Burada f(t), φ(t) – quyuağzı təzyiqin vaxtdan asılı olaraq girişdə və çıxışda dəyişməsi (təzahürdən sonra); k – sement daşının keçiriciliyi, mkm²; B – sement daşının möhkəmliyi, MPa/m²; P_k – təzahür edən layın tavanındakı təzyiq, MPa; P_s – təzahürün başlanğıc anında quyuağzı təzyiq, MPa; 0 – quyuağzıdır; X – təzahür edən layın dərinliyidir; ξ (t) – təzahür edən layin tavanının da təzyiqin vaxtdan asılı olaraq dəyişən kəmiyyətdir (funksiya); H – təzahür edən layın tavanın dərinliyi,m; t – vaxt,s; P_0 – təzahürə qədərki quyuağzı təzyiq, MPa; μ – lay flüidinin özlülüyü, MPa; P – orta təzyiq, MPa; m – sement daşının məsaməliyidir, %.

Laplas çevirməsini (1) tənliyinə, (2) və (3) şərtlərinə tətbiq edərək:

$$\int_0^\infty \frac{\partial P(x,t)}{\partial t} e^{st}dt = \int_0^\infty e^{-st}d(P_0) =$$

$$= e^{-st}P_0\int_0^\infty dt + \int_0^\infty P_0(x,t)e^{-st}dt =$$

$$= e^{-st}\int_0^\infty SP^*(x,s) = P_0 + S\varphi_2(t_0)$$

$$\int_0^\infty \chi \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} e^{-st}dt =$$

$$= \chi \frac{d^2}{dx^2}\int_0^\infty P(x,e)e^{-st}dt = \chi \frac{d^2\psi^*(x,s)}{dx^2} \qquad (6)$$

$$\chi \frac{d^2 p^*(x,s)}{dx^2} = sp^*(x,s) +$$

$$+ P_0 = s\varphi_2(t) + f_0(t)$$

Sərhəd şərtlərinin Laplas şəkilində belə olur:

$$p^*(0,s)\int_0^\infty P_0 e^{-st}dt = P_0\int_0^\infty e^{-st}dt \qquad (7)$$

$$p^x(x,s) = \int_0^\infty \left[\frac{R}{\mu}(P_k - P_0)\frac{2B}{L}\right]e^{-st}dt =$$

$$= \frac{R}{\mu}(P_k - P_c)\frac{2B}{H}\int_0^\infty e^{-st}dt \qquad (8)$$

Laplas çevirməsini (5) tənliyinə (7) və (8) sərhəd şərtlərinə tətbiq edərək həll etsək, Laplas şəklində aşağıdakı ifadəni alırıq:

$$(x,s) - f(s)\exp[\frac{s}{x}(H-x) +$$

$$+ \frac{\frac{R}{\mu}(P_k - P_c)\frac{2B}{H}}{\rho - jk}\exp(-k\nu) -$$

$$- \exp\frac{s}{\nu}(H-x)] = kx \qquad (9)$$

Bir neçə riyazi çevirmələr aparandan sonra aşağıdakı ifadəni alırıq.

$$P = \frac{P_k K - P_0 S}{S + K}\left(\frac{S}{j} H\right) - \frac{\frac{K}{\mu}(P_k - P_s)\frac{2B}{H}}{j} \quad (10)$$

Laplas ifadəsindən $s = \frac{1}{t_0}$ orjinala keçib, həmçinin texnogen təzyiqin $\frac{K}{\mu}(P_k - P_c)\frac{2B}{H}$ bərabərliyini qəbul etsək, müqavimət əmsalı χ üçün aşağıdakı ifadəni alırıq:

$$\chi = \pm \sqrt{\frac{\varphi_2(t_0) - \varphi_1(t_0)\frac{1}{t_0} - \frac{k}{\mu}(P_k - P_c)\frac{2B}{H}}{\frac{1}{t_0} + k}} \quad (11)$$

Burada φ_1 (t_0), φ_2 (t_0) – uyğun olaraq quyu ağzında, quyunun girəcəyində və çıxışında təzyiqin vaxtdan asılı olaraq dəyişməsidir (quyuda təzahür yarandıqdan sonra); P* – Laplas şəkilində təzyiq, MPa.

Beləliklə, yuxarıda qeyd edilən üsul imkan verir ki, mədən məlumatları əsasında (quyunun girəcəyində və çıxışında təzyiqin zamandan asılı olaraq dəyişməsi) təzahür edən layın tavanından «quyruq» kəmərin başlığına qədər olan məsafədə lay flüidinin hərəkəti zamanı yaranan müqavimət əmsalı təyin edilsin.

Ona görə (1) ifadəsində (11)-ni nəzərə almaqla aşağıdakı ifadəni alırıq:

$$h \geq \frac{\chi \Delta P}{\rho_0 - q_q} \quad (12)$$

Qeyd etmək lazımdır ki, «quyruq» kəmərinin uzunluğunu hesablayarkən qazıma vaxtı təzahürlə əlaqədar yaranan mürəkkəbləşmənin qarşısını almaq üçün (12) ifadəsindən istifadə edilməsi tövsiyə olunur.

Aparılmış təxmini hesabatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, təklif edilən üsuldan istifadə etdikdə quyruq kəmərin uzunluğu 20% əvvəlki üsuldan çox olmalıdır ki, texnogen təzyiq təzahür etməsin.

Hal-hazırda neft və qaz quyularının tikintisini layihələndirən zaman quyu quruluşunun seçilməsində məqalədə təklif edilmiş üsuldan istifadə edilir.

ƏDƏBİYYAT

ЗИБЕРМАН, В.Н. 1986. Техногенные аномально высокие давления и меры по предотвращению их проявления при бурении скважин. *АНХ,* 4, 25-27.

САФАРОВ, Я.И., ЯДУЛЛАЕВ, Н.Н., ГАДЖИЕВ, Н.А. и др. 1997. Некоторые вопросы борьбы с осложнением, связанным с аномально-высокими техногенными давлениями (АВ 12). В сб.: *Пути решения проблем нефтяной промышленности республики.* АзНИПИ-Нефть, Баку, 277-282.

SƏFƏROV, Y.İ., İSMAYILOV Ş.İ. 2001. Mürəkkəb şəraitdə neft və qaz quyularının qazılması texnologiyasının təkmilləşdirilməsi. Bakı. 183.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü Q.İ.Calalov rəy vermişdir

© А.А.Сейдалиев, 2011

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОГЛОЩАЮЩЕГО ПЛАСТА ПРИ ПРОВОДКЕ СКВАЖИН

А.А.Сейдалиев

Каспийский государственный университет технологии и инжиниринга им. Ш.Есенова
130003, Республика Казахстан, г. Актау, 32 Микрорайон

Предлагается метод определения параметра поглощающего пласта в процессе проводки скважин. Получены зависимости, по которым могут быть определены параметры поглощающего пласта при спускоподъемных операциях бурильных труб и при промывке скважин.

1. Введение

Повышение эффективности процесса бурения и проводки скважин неразрывно связано с оперативным контролем за состоянием ствола скважин и взаимодействием бурового раствора с окружающими ствол породами, в связи с чем возникает необходимость исследования гидродинамических характеристик потока на основе нестационарных режимов движения бурового раствора.

Поэтому задачи определения некоторых практически важных параметров потока и состояния ствола скважин при различных нестационарных режимах движения бурового раствора представляет важный теоретический и практический интерес.

Как известно, в процессе бурения и проводки скважин часто происходит утечка среды в пласт, для предотвращения этого вида осложнений необходимо знать не только место поглощения, но и параметры фильтрационного сопротивления поглощающего пласта.

В статье предлагается метод определения параметра поглощающего пласта на основании информации об изменении во времени расхода и давления, полученных на устье скважины.

Метод основан на решении обратной задачи квазиодномерного нестационарного движения вязкопластичных жидкостей в скважинах, стенки которых идентифицируются упругими средами.

Обратные задачи нефтегазопромысловой механики были разработаны в (Баренблатт и др., 1957; 1984), некоторые частные случаи которых применительно к буровой гидравлике рассмотрены в (Гасанов и др., 1970; Сатаров, 1999; Мирзаджанзаде и др., 1977; Мирзаджанзаде, Ширинзаде, 1986) для вертикальных скважин, без учета гравитационных сил и наклонно-направленности скважин.

Для определения параметров поглощающего пласта в скважине (скважина в общем случае предполагается наклонно-направленной), рассматривается нестационарное движение бурового раствора, которое описывается моделью вязкопластичной жидкости, причем начало координат располагается на забое скважины.

2. Постановка задачи

2.1. Для определения фильтрационного сопротивления рассматривается случай спуска бурильных труб в скважину.

Принимается, что в начальный момент нет никакого движения, т.е.

$$W_i(x,0)=0.$$

При спуске с переменной скоростью бурильных труб в скважину глубиной l применяется закон изменения давления во времени, причем в сечении $x = l_0$ происходит частичное поглощение промывочной среды в пласт, подчиняющееся обобщенному закону Дарси.

Система приближенных дифференциальных уравнений при этом имеет вид (Сатаров, 1999):

$$\left.\begin{aligned} -\frac{\partial P_i}{\partial x} &= \rho\left(\frac{\partial W_i}{\partial t} + 2aW_i + b + g\sin\alpha_s\right), \\ -\frac{\partial P_i}{\partial t} &= \rho C^2 \frac{\partial W_i}{\partial x}, (i = 1,2). \end{aligned}\right\} \quad (1)$$

Начальные и граничные условия пишутся в виде:

$$\left.\begin{aligned} &W_i(x,0) = 0, \\ &P_i(x,0) = -b\rho x - g\sin\alpha_s, \\ &W_1(0,t) = f(t), \\ &P_1(l_0,t) = P_2(l_0,t), \\ &P_2(l,t) = P_0, \quad P_1(0,t) = \varphi(t). \end{aligned}\right\} \quad (2)$$

Здесь $P_1(x,t)$ – среднее давление в скважине до поглощающего сечения;
$P_2(x,t)$ – среднее давление в скважине после поглощающего сечения;
$W_1(x,t)$ – скорость движения среды до поглощающего сечения;
$W_2(x,t)$ – скорость движения среды после поглощающего сечения;
ρ – плотность бурового раствора;
$2a = 8\mu_m/\rho R^{*2}$ – коэффициент гидравлического сопротивления;
$b = 2\tau_0/\rho R^*$ – коэффициент, характеризующий предельное напряжение сдвига;
μ_m – вязкость бурового раствора;
τ_0 – предельное напряжение сдвига бурового раствора;
R^* – приведенный радиус затрубного пространства;
g – ускорение свободного падения;
α_s – угол отклонения скважины от горизонтальной линии по часовой стрелке.

Дополнительное граничное условие задаётся в виде баланса расхода:

$$W_1(l_0,t) = W_2(l_0,t) - \alpha_f[P_1(l_0,t)],$$

$$\alpha_f[P_1(l_0,t)] = A - BP_1(l_0,t), \quad (3)$$

$$A = BP_k,\ B = \frac{k}{\mu R_0 \ln\frac{R_k}{R_0}},$$

где k – проницаемость пласта;
μ – эффективная вязкость поглощающейся жидкости;
R_k – радиус контура пласта;
R_0 – радиус скважины;
P_k – давление на контуре пласта.

Исключая давление $P_i(x,t)$ в системе (1), для определения скорости $W_i(x,t)$ получаются следующие дифференциальные уравнения:

$$\frac{\partial^2 W_i}{\partial t^2} + 2a\frac{\partial W_i}{\partial t} = C^2\frac{\partial^2 W_i}{\partial x^2}, \quad (4)$$

Введение безразмерных величин

$$x = l\bar{x}, \quad t = \frac{l}{C}\tau, \quad W_i = C\overline{W_i} \quad (5)$$

преобразует дифференциальные уравнения (4) в следующий вид

$$\frac{\partial^2 \overline{W}_i}{\partial \tau^2} + \frac{2al}{C}\frac{\partial \overline{W}_i}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 \overline{W}_i}{\partial \bar{x}^2}. \quad (6)$$

Применяя преобразование Лапласа для решения дифференциальных уравнений (6), будем иметь следующие выражения в изображениях:

$$\frac{d^2\widetilde{\overline{W}}_i}{d\bar{x}^2} - \left(s^2 + \frac{2al}{C}s\right)\widetilde{\overline{W}}_i = 0. \quad (7)$$

Граничные условия в безразмерных переменных перейдут в следующие:

$$\left.\begin{aligned} &\widetilde{\overline{W}}_1(0,s) = \tilde{\varphi}_0(s), \frac{d\widetilde{\overline{W}}_1}{d\bar{x}}(0,s) = \tilde{f}_0(s), \\ &\frac{d\widetilde{\overline{W}}_1}{d\bar{x}}(\bar{l}_0,s) = \frac{d\widetilde{\overline{W}}_2}{d\bar{x}}(\bar{l}_0,s), \frac{d\widetilde{\overline{W}}_2}{d\bar{x}}(1,s) = 0. \end{aligned}\right\} \quad (8)$$

Решение дифференциальных уравнений (7) при граничных условиях (8) имеет вид:

$$\widetilde{\overline{W}}_i = c_k e^{\alpha\bar{x}} + c_{k+1}{}^{-\alpha\bar{x}}, \qquad (9)$$

$$c_1 = \frac{\alpha\tilde{\varphi}_0(s) + \tilde{f}_0(s)}{2\alpha},$$

$$c_2 = \frac{\alpha\tilde{\varphi}_0(s) - \tilde{f}_0(s)}{2\alpha},$$

$$c_3 = \frac{c_1 - c_2 e^{-2\alpha\tilde{l}_0}}{1 - e^{2\alpha(1-\tilde{l}_0)}},$$

$$c_4 = \frac{c_1 e^{2\alpha} - c_2 e^{2\alpha\left(1-\tilde{l}_0\right)}}{1 - e^{2\alpha(1-\tilde{l}_0)}},$$

$$\alpha^2 = \left(s^2 + \frac{2al}{C}s\right), \quad (k = 1,3).$$

Для определения фильтрационного сопротивления используется дополнительное граничное условие (3), которое в безразмерном виде запишется в виде:

$$\overline{W}_1(\bar{l}_0, \tau) = \overline{W}_2(\bar{l}_0, \tau) - \overline{A} + \overline{B}\overline{P}_1(\bar{l}_0, \tau),$$

$$\overline{A} = \overline{B}\overline{P}_k, \quad \overline{B} = \frac{kP_0}{C\mu R_0 \ln\frac{R_k}{R_0}}, \qquad (10)$$

$$\overline{P}_k = \frac{P_k}{P_0}, \ \overline{P}_1(\bar{l}_0, \tau) = \frac{P_1(l_0, t)}{P_0}.$$

Безразмерное давление $\overline{P_1}(\bar{l}_0, \tau)$ определяется из дифференциальных уравнений (1) и имеет вид:

$$\overline{P}_1(\bar{l}_0\tau) = \overline{P}_1(0,\tau) - \bar{k}_1\int_0^{\bar{l}_0}\frac{\partial}{\partial\tau}\overline{W}_1 d\bar{x} -$$

$$- \bar{k}_2\int_0^{\bar{l}_0}\overline{W}_1 d\bar{x} - \bar{k}_3\int_0^{\bar{l}_0} d\bar{x},$$

$$\overline{P}_1(\bar{l}_0\tau) = \overline{\varphi}(\tau) - \bar{k}_1\int_0^{\bar{l}_0}\frac{\partial}{\partial\tau}\overline{W}_1 d\bar{x} -$$

$$- \bar{k}_2\int_0^{\bar{l}_0}\overline{W}_1 d\bar{x} - \bar{k}_3\int_0^{\bar{l}_0} d\bar{x},$$

$$\bar{k}_1 = \frac{\rho c^2}{P_0}, \quad \bar{k}_2 = \frac{2a\rho cL}{P_0},$$

$$\bar{k}_3 = \frac{\rho b + \rho g\sin\alpha}{P_0}.$$

Переходя к изображениям, получается

$$\widetilde{\overline{P}}_1(\bar{l}_0, s) = \tilde{\varphi}(s) - \bar{k}_1\int_0^{\bar{l}_0} s\widetilde{\overline{W}}_1 d\bar{x} -$$

$$- \bar{k}_2\int_0^{\bar{l}_0}\widetilde{\overline{W}}_1 d\bar{x} - \frac{\bar{k}_3}{s}\int_0^{\bar{l}} d\bar{x}. \qquad (11)$$

Подставляя значение $\widetilde{\overline{W}}_1$ из (9) в (11), после некоторых преобразований получаются следующие соотношения:

$$\widetilde{\overline{P}}_1(\bar{l}_0, s) = \varphi(s) + c_1\widetilde{\overline{P}}_{11}(\bar{l}_0, s) -$$

$$- c_2\widetilde{\overline{P}}_{12}(\bar{l}_0, s) + \frac{\bar{k}_3}{s}\bar{l}_0, \qquad (12)$$

$$\widetilde{\overline{P}}_{11} = \bar{k}_1\frac{1}{\alpha}s(e^{\alpha\bar{l}_0} - 1) + \frac{1}{\alpha}\bar{k}_2(e^{\alpha\bar{l}_0} - 1),$$

$$\widetilde{\overline{P}}_{12} = \bar{k}_1\frac{1}{\alpha}s(e^{-\alpha\bar{l}_0} - 1) + \frac{1}{\alpha}\bar{k}_2(e^{-\alpha\bar{l}_0} - 1).$$

Ввиду малости величины α из (12), после некоторых преобразований, можно получить

$$\Phi(t_0) = \frac{(1+a)\tilde{\varphi}_0(t_0) - \tilde{f}_0(t_0)(\bar{l}_0 - \frac{1}{a} - 1)}{\left[1 - \overline{P}_k + \bar{k}_3\bar{l}_0 + \frac{\tilde{\varphi}_0(t_0)}{t_0}\widetilde{\overline{P}}_{11}(t_0)\right]2a(1-\bar{l}_0)} = \overline{B}t_0 \qquad (13)$$

Соотношение (13) является основным для предлагаемого метода определения параметров пласта по устьевым информациям.

2.2. Рассматривается нестационарное движение промывочной жидкости, описываемой моделью вязкопластичной среды, в циркуляционной системе скважины бурильные

трубы – затрубное пространство.

Принимается, что в начальный момент времени нет никакого движения, т. е. $W_i(x,0) = 0$.

При нагнетании промывочной жидкости в скважину глубиной l, происходят изменения давления и расхода, которые записываются на устье скважины, причем в сечении $x = l_0$ происходит частичное поглощение среды в пласт, согласно закону Дарси.

Зная законы изменения давления и расхода при входе и воспользовавшись уравнением неразрывности, определяются параметры пласта.

Система приближенных дифференциальных уравнений при этом имеет вид (Сатаров, 1999):

$$\left.\begin{aligned} -\frac{\partial P_i}{\partial x} &= \rho_i\left(\frac{\partial W_i}{\partial t} + 2a_i W_i + b_i + g\sin\alpha_s\right), \\ \frac{\partial P_i}{\partial t} &= \rho_i C\frac{\partial W_i}{\partial x}, \qquad (i = 1,2,3) \end{aligned}\right\} \tag{14}$$

Начальные и граничные условия запишутся:

$$\left.\begin{aligned} &W_i(x,0) = 0,\ P_i(x,0) = P_0 - \rho_i b_i x - \rho_i g x\sin\alpha_s, \\ &P_1(l,t) = f(t),\ W_1(l,t) = \varphi(t),\ P_3(l,t) = 0, \\ &P_1(0,t) = P_2(0,t),\ W_1(0,t) = \nu W_2(0,t), \\ &P_1(0,t) = P_2(0,t),\ \nu = \frac{S_2}{S_1}. \end{aligned}\right\} \tag{15}$$

Дополнительное граничное условие также задаётся в виде баланса расхода:

$$W_2(l_0,t) = W_3(l_0,t) - \alpha_f[P_2(l_0,t)],$$

$$\alpha_f[P_2(l_0,t)] = A - BP_2(l_0,t), \tag{16}$$

где W_1 – скорость движения среды в бурильных трубах;

W_2 – скорость движения среды в затрубном пространстве до поглощающего сечения;

W_3 – скорость движения среды в затрубном пространстве после поглощающего сечения.

Величины A и B те же, что и выше.

Для определения средних скоростей $W_i(x,t)$, с учетом безразмерных величин (5), можно записать следующие дифференциальные уравнения:

$$\frac{\partial^2\overline{W_i}}{\partial\tau^2} + \frac{2a_i l}{C}\frac{\partial\overline{W_i}}{\partial\tau} = \frac{\partial^2\overline{W_i}}{\partial\overline{x}^2}, \tag{17}$$

Применяя преобразование Лапласа для решения дифференциальных уравнений (17), будем иметь следующие выражения:

$$\frac{d^2\widetilde{\overline{W}}_i}{d\overline{x}^2} - \left(s^2 + \frac{2a_i l}{C}s\right)\widetilde{\overline{W}}_i = 0. \tag{18}$$

Граничные условия перейдут в следующие:

$$\left.\begin{aligned} &\widetilde{\overline{W}}_1(1,s) = \widetilde{\varphi}_0(s), \quad \frac{d\widetilde{\overline{W}}_1}{d\overline{x}}(1,s) = \widetilde{f}_0(s), \\ &\widetilde{\overline{W}}_1(0,s) = \nu\widetilde{\overline{W}}_2(0,s),\ \frac{d\widetilde{\overline{W}}_1}{d\overline{x}}(0,s) = \frac{d\widetilde{\overline{W}}_2}{d\overline{x}}(0,s), \\ &\frac{d\widetilde{\overline{W}}_2}{d\overline{x}}(\overline{l}_0,s) = \frac{d\widetilde{\overline{W}}_3}{d\overline{x}}(\overline{l}_0,s), \quad \frac{d\widetilde{\overline{W}}_3}{d\overline{x}}(1,s) = 0. \end{aligned}\right\} \tag{19}$$

Решение дифференциальных уравнений (18) при граничных условиях (19) имеют вид:

$$\widetilde{\overline{W}}_i = c_k e^{\alpha_i\overline{x}} + c_{k+1}{}^{-\alpha_i\overline{x}}, \tag{20}$$

$$\alpha_i{}^2 = \left(s^2 + \frac{2a_i l}{C}s\right),$$

$$\alpha_2 = \alpha_3, \quad (k = 1,3,5).$$

$$c_1 = \frac{\alpha_1\widetilde{\varphi}_0(s) + \widetilde{f}_0(s)}{2\alpha_1 e^{\alpha_1}},$$

$$c_2 = \frac{\alpha_1\widetilde{\varphi}_0(s) - \widetilde{f}_0(s)}{2\alpha_1 e^{-\alpha_1}},$$

$$c_3 = \frac{c_1\left(1-\nu\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)+c_2\left(1+\nu\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)}{2\nu},$$

$$c_4 = \frac{c_1\left(1+\nu\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)+c_2\left(1-\nu\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right)}{2\nu},$$

$$c_5 = \frac{c_3 - c_4 e^{-2\alpha_2\tilde{l}_0}}{1-e^{2\alpha_2(1-\tilde{l}_0)}},$$

$$c_6 = \frac{c_3 e^{2\alpha_2} - c_4 e^{2\alpha_2\left(1-\tilde{l}_0\right)}}{1-e^{2\alpha_2(1-\tilde{l}_0)}}.$$

Для определения фильтрационного сопротивления используется дополнительное граничное условие (16), которое в безразмерном виде запишется в виде:

$$\tilde{\bar{W}}_2(\bar{l}_0,\tau) = \tilde{\bar{W}}_3(\bar{l}_0,\tau) - \frac{\bar{A}}{s} + \bar{B}\tilde{\bar{P}}_2(\bar{l}_0,\tau), \quad (21)$$

$$\tilde{\bar{P}}_2(\bar{l}_0,s) = \varphi(s) + c_3\tilde{\bar{P}}_{21}(\bar{l}_0,s) - c_4\tilde{\bar{P}}_{22}(\bar{l}_0,s) + \frac{\bar{k}_3}{s}\bar{l}_0,$$

$$\tilde{\bar{P}}_{21}(\bar{l}_0,s) = \frac{\bar{k}_1}{\alpha_2}s(e^{\alpha_2\bar{l}_0}-1) + \frac{\bar{k}_2}{\alpha}(e^{\alpha_2\bar{l}_0}-1),$$

$$\tilde{\bar{P}}_{22}(\bar{l}_0,s) = \frac{\bar{k}_1}{\alpha}s(e^{-\alpha_2\bar{l}_0}-1) + \frac{\bar{k}_2}{\alpha}(e^{-\alpha_2\bar{l}_0}-1),$$

$$\bar{k}_1 = \frac{\rho_2 C^2}{P_0}, \bar{k}_2 = \frac{2a_2\rho_2 Cl}{P_0}, k_3 = \frac{\rho_2\left(b_2+g\sin\alpha\right)l}{P_0},$$

$$\bar{A} = \bar{B}\bar{P}_k, \quad \bar{B} = \frac{kP_0}{C\mu R_0 \ln\frac{R_k}{R_0}}.$$

Из условий (21) с учетом (20) ввиду малости величины α получается

$$\Phi(t_0) = \frac{\left(1+\frac{a_2}{\nu}\right)\tilde{\varphi}_0(t_0) - \tilde{f}_0(t_0)(1+\frac{1}{a_2}-\bar{l}_0)}{\left[1-\bar{P}_k+\bar{k}_3\bar{l}_0+\frac{\tilde{\varphi}_0(t_0)}{\nu_0}\tilde{\bar{P}}_{21}(t_0)\right]a_2(1-\bar{l}_0)} = \bar{B}t_0. \quad (22)$$

Полученное соотношение (22) также является основным для предлагаемого метода определения параметров пласта по устьевым информациям.

3. Результаты исследований и обсуждение

Как было отмечено выше, соотношения (13) и (22) являются основными для предлагаемого метода определения параметров пласта по устьевым информациям, соответственно, при спускоподъемных операциях и при промывке скважин.

Видно, что в соотношениях (13) и (22) зависимость между $\Phi(t_0)$ и t_0 выражается прямой линией, проходящей через начало координат, угловой коэффициент которой зависит от величины, характеризующей фильтрационное сопротивление.

Имея данные об изменениях давления и скорости потока бурового раствора в скважине во времени $f(t)$ и $\varphi(t)$, вычисляются величины $\tilde{f}_0(t_0)$ и $\tilde{\varphi}_0(t_0)$ для любого значения t_0.

Далее, подставляя найденные значения этих величин в соотношения (13) и (22), вычисляется необходимая величина $\frac{kP_0}{C\mu R_0 \ln\frac{R_k}{R_0}}$, то есть фильтрационное сопротивление $\frac{k}{\mu R_0 \ln\frac{R_k}{R_0}}$.

Известно, что при исследованиях, посвященных определению параметров пласта в процессе выполнения спускоподъемных операций и промывке скважин, пренебрегают рядом факторов:

- влияние высоких температур и давлений в стволе скважины на физико-механические свойства промывочной среды;
- нестационарное движение промывочной среды в кольцевом пространстве;
- сжимаемость промывочной среды и упругость ограничивающих поверхностей скважины;
- местные сопротивления, возникающие в замковых и муфтовых соединениях;
- непостоянность реологических параметров промывочной среды в стволе скважины с глубиной и т. д.

Все эти факторы очень сильно влияют на величину параметров поглощающего пласта и потому учитываются посредством поступающей замеренной информации об изменениях давления и скорости потока бурового раствора в скважине во времени $f(t)$ и $\varphi(t)$, что позволяет более надежно определять фильтрационное сопротивление пласта на основе предложенных соотношений (13) и (22).

4. Заключение

Таким образом, в результате вышеприведенных исследований представляется возможным сделать следующие выводы о том, что

- путем постановки и решения обратных задач на основе нестационарных процессов предложен метод определения некоторых гидродинамических характеристик потока бурового раствора в процессе бурения и проводки скважин;
- на основе информации об изменении во времени давления и расхода потока бурового раствора, полученной на устье скважины, предлагается метод определения параметра поглощающего пласта при спускоподъемных операциях и при промывке скважин.

В заключение автор приносит свою глубокую признательность профессору Р.М. Саттарову за постановку задачи и обсуждение полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

БАРЕНБЛАТТ, Г.И., БОРИСОВ, Ю.П., КАМЕНЕЦКИЙ, С.Г., КРЫЛОВ, А.П. 1957. Об определении параметров нефтеносного пласта по данным о восстановлении давления в остановленных скважинах. *Изв. АН СССР*, *ОТН*, 7, 84 – 91.

БАРЕНБЛАТТ, Г.И., ЕНТОВ, В.М., РЫЖИК, В.М. 1984. Движение жидкостей и газов в природных пластах. Недра. Москва. 211.

ГАСАНОВ, Г.Т., САТАРОВ, Р.М., АМЕТОВ, И.М. 1970. Постановка некоторых обратных задач буровой гидродинамики на основе нестационарных исследований. *ДАН Азерб. ССР*, 26, 5, 44 – 48.

САТАРОВ, Р.М. 1999. Неустановившееся движение реологически сложных жидкостей в трубах. Элм. Баку. 412.

МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., КАРАЕВ, А.К., ШИРИНЗАДЕ, С.А. 1977. Гидравлика в бурении и цементировании нефтяных и газовых скважин. Недра. Москва. 230.

МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., ШИРИНЗАДЕ, С.А. 1986. Повышение эффективности и качества бурения глубоких скважин. Недра. Москва. 278.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Г.М.Эфендиев

РАЗРАБОТКА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© М.Т.Абасов, Ю.Н.Литвишков, А.С.Стреков, И.Н.Яковлева, 2011

ГРАВИТАЦИОННОЕ ИЗВЛЕЧЕНИЕ НЕФТИ ИЗ ПОРИСТОЙ СРЕДЫ В ПОЛЕ УПРУГИХ ВОЛН

М.Т.Абасов, Ю.Н.Литвишков, А.С.Стреков, И.Н.Яковлева

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29А

Приводятся результаты экспериментального исследования гравитационного извлечения нефти из пористой среды в поле упругих волн. Установлено, что наложение вибровоздействия на вертикально расположенный пласт как с самого начала процесса извлечения, так и после естественного гравитационного извлечения приводит к повышению эффективности процесса.

Вибровоздействие относится к технологиям повышения нефтеизвлечения из пластов. Однако часто эта технология оказывается малоэффективной, что в основном связано с относительно слабой изученностью механизма вибровоздействия на пласт.

В связи с этим исследование гравитационного извлечения нефти из пористой среды в поле упругих волн поможет раскрыть некоторые стороны механизма вибровоздействия на пласт, что в конечном счете даст возможность повысить его эффективность.

Исследования проводились на экспериментальной установке, состоящей из генератора низкочастотных механических колебаний с предметным столом, регулятора частот, модели пласта, ёмкости для жидкости.

При проведении экспериментов на предметный стол крепилась вертикально установленная линейная модель пласта длиной 0,6 м. Опыты проведены на насыпных однородных моделях пористой среды из кварцевого песка проницаемостью по воздуху 6,9 мкм^2, на нефти месторождения Балаханы-Сабунчи-Раманы с плотностью 910 кг/м^3.

Вертикальная установка модели пласта позволила в максимальной степени усилить гравитационные силы. Насыщение модели пласта только нефтью дало возможность устранить в экспериментах воздействие капиллярных сил. Таким образом, эксперименты по извлечению нефти из пористой среды проводились под действием сил гравитации и упругих колебаний.

Методика проведения экспериментов была следующей. Предварительно вакуумированная модель пласта насыщалась нефтью. Далее модель пласта выдерживалась в покое 24 часа, после чего открывались оба вентиля на концах модели и начиналось естественное извлечение нефти под действием сил гравитации. Затем приблизительно через 20 часов, после того как из пористой среды практически прекращалось извлечение нефти под действием сил гравитации на нее накладывалось вибровоздействие в течение 4 или 6 часов. После окончания вибровоздействия из модели пласта вновь происходило естественное гравитационное извлечение нефти до ее прекращения под действием сил гравитации. В последующей серии экспериментов вибровоздействие также в течение вышеуказанного времени накладывалось на пласт с самого начала естественного гравитационного извлечения нефти из пласта. По окончании времени извлечения нефти при совместном действии сил гравитации и вибровоздействия из модели пласта начиналось естественное гравитационное извлечение нефти до его полного окончания.

Вибровоздействие проводилось при частотах и амплитудах вибрации соответственно 6 Гц и 1,06 мм, 12 Гц и 1,27 мм, т.е. в диапазоне доминантных частот (Курленя и Сердюков, 1999; Николаевский, 1989; Амосов, и др., 1992).

По результатам обработки полученных экспериментальных данных были построены графики зависимости коэффициента извлечения нефти (КИН) из вертикально расположенной модели пласта от времени при естественном гравитационном извлечении без вибровоздействия (1), при совместном действии сил гравитации и вибровоздействия в течение 4 и 6 часов (2), с последующим гравитационным извлечением нефти (3) (рис.1) и извлечении нефти из пласта с начала эксперимента при совместном действии сил гравитации и вибровоздействия в течение вышеуказанного времени (1) (рис.2) при частотах вибрации 6, 12 Гц и дальнейшем естественном гравитационном извлечении нефти из пласта (2).

Как видно из рис. 1 *а*, при гравитационном извлечении из вертикальной модели пласта за 1440 мин. извлекается 0,44 доли единиц (д.ед.) нефти (1) и дальнейшее извлечение нефти практически прекращается. Наложение вибрации на модель пласта в течение 240 мин. приводит к дальнейшему извлечению нефти при частоте вибрации 6, 12 Гц соответственно 0,03; 0,08 д.ед. (2). После выдержки модели пласта в покое после вибрации при частотах 6, 12 Гц в результате продолжающегося гравитационного извлечения нефти было соответственно получено 0,08; 0,09 д.ед.(3). Таким образом, КИН из модели пласта в результате вибровоздействия 240 мин. при частотах вибрации 6, 12 Гц становится равным 0,55; 0,61 д.ед. (кр.4,5) и увеличивается соответственно на 0,11; 0,14 д.ед. по сравнению с естественным гравитационным извлечением.

Наложение вибрации на модель пласта в течение 360 мин. (рис.1 *б*) также приводит к извлечению нефти при частоте вибрации 6, 12 Гц соответственно 0,08; 0,18 д.ед. (2). Дальнейшее гравитационное извлечение позволяет соответственно извлечь 0,05; 0,08 д.ед. нефти (3). Как видно, КИН из модели пласта в результате вибровоздействия 360 мин. при частотах вибрации 6, 12 Гц становится равным 0,57; 0,70 д.ед. (кр.4,5) и увеличивается соответственно на 0,13; 0,26 д.ед. по сравнению с гравитационным извлечением. Причем КИН в данном случае выше, чем при вибровоздействии на пористую среду в течение 240 мин.

На рис 2 показано изменение КИН во времени при вибровоздействии с самого начала естественного гравитационного извлечения нефти из пласта. Как видно, при этих начальных условиях в абсолютном выражении КИН ниже, чем при приложении вибрации после гравитационного извлечения. Однако процесс извлечения нефти более эффективен. Если после естественного гравитационного извлечения наложение вибрации на модель пласта в течение 240 мин. приводит к извлечению нефти при частоте вибрации 6, 12 Гц соответственно 0,03; 0,08 д.ед. (см. рис. 1 *а*), то при наложении вибрации с начала эксперимента при этих же условиях КИН уже составляет соответственно 0,06; 0,10 д.ед. (см. рис 2 *а*). При 360 мин. вибровоздействия при частоте вибрации 6, 12 Гц КИН составляет соответственно 0,12; 0,20 д.ед. (см. рис 2 *б*) в противоположность 0,08; 0,18 д.ед. при тех же частотах вибрации после гравитационного извлечения нефти.

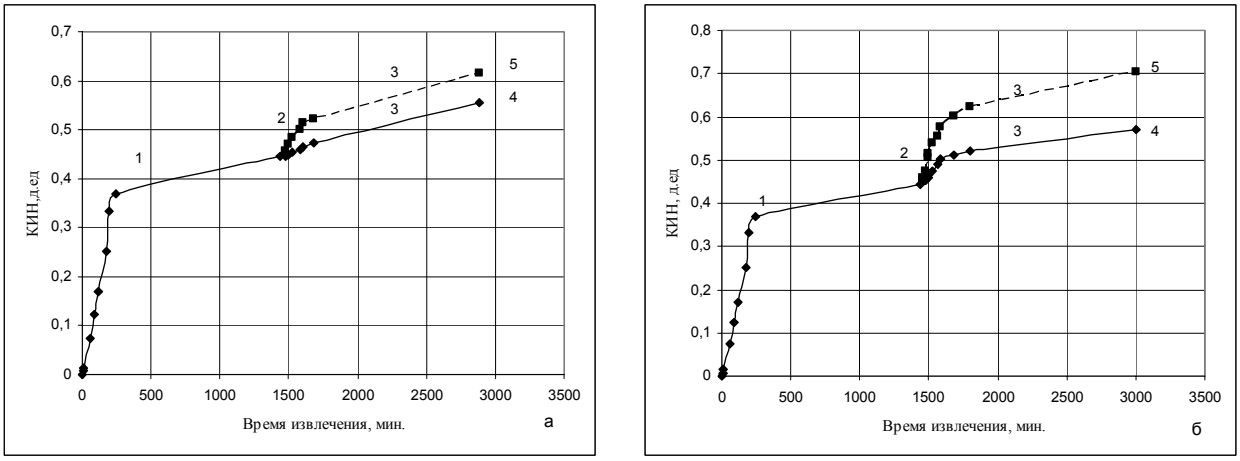


Рис. 1. Зависимость КИН из вертикально расположенной модели пласта от времени извлечения без вибровоздействия (1,3) и при вибровоздействии (2) 4(а) и 6 (б) часов при частотах вибрации 6 (кр.4), 12 (кр. 5) Гц

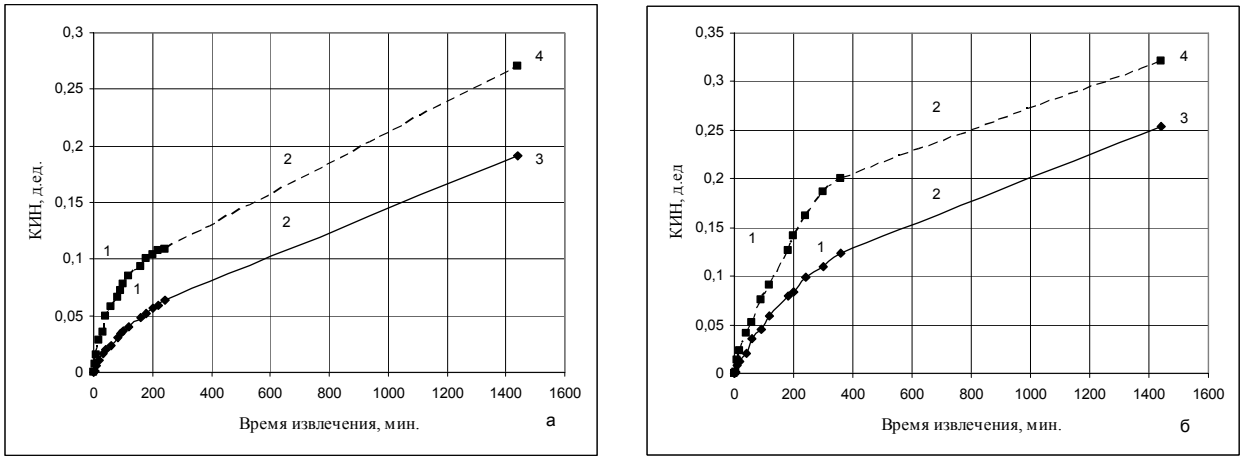


Рис. 2. Зависимость КИН из вертикально расположенной модели пласта от времени извлечения при вибровоздействии (1) 4(а) и 6 (б) часов при частотах вибрации 6 (кр.3), 12 (кр.4) Гц и без вибровоздействия (2)

На основе полученных данных демонстрирующих извлечение нефти из пласта при совместном действии сил гравитации и упругих волн, были проведены эксперименты по извлечению нефти при многоразовом (в данном случае трехразовом) воздействии на пласт упругими волнами.

На рис. 3, 4 показано изменение КИН во времени при трехразовом шестичасовом вибровоздействии на пласт при частотах вибрации 6 (рис.3 *а*, 4 *а*) и 12 Гц (рис.3 *б*, 4 *б*) как после естественного гравитационного извлечения, так и с самого начала при совместном действии сил гравитации и вибрации.

Как видно из рис. 3, 4, КИН во всех рассмотренных вариантах трехразового вибровоздействия на пласт растет, хотя прирост КИН с очередным вибровоздействием на пласт уменьшается. Например, при первом шестичасовом вибровоздействии на пласт при частоте вибрации 6 Гц (рис. 3 *а*) после естественного гравитационного извлечения нефти эффект от действия сил вибрации составляет 0,18 д.ед., последующее естественное гравитационное извлечение равно 0,08 д.ед., при втором вибровоздействии – 0,14 и 0,05 д. ед., а при третьем – 0,03 и 0,014 д.ед. При совместном действии сил гравитации и вибрации с начала эксперимента извлечения нефти при первом шестичасовом вибровоздействии на

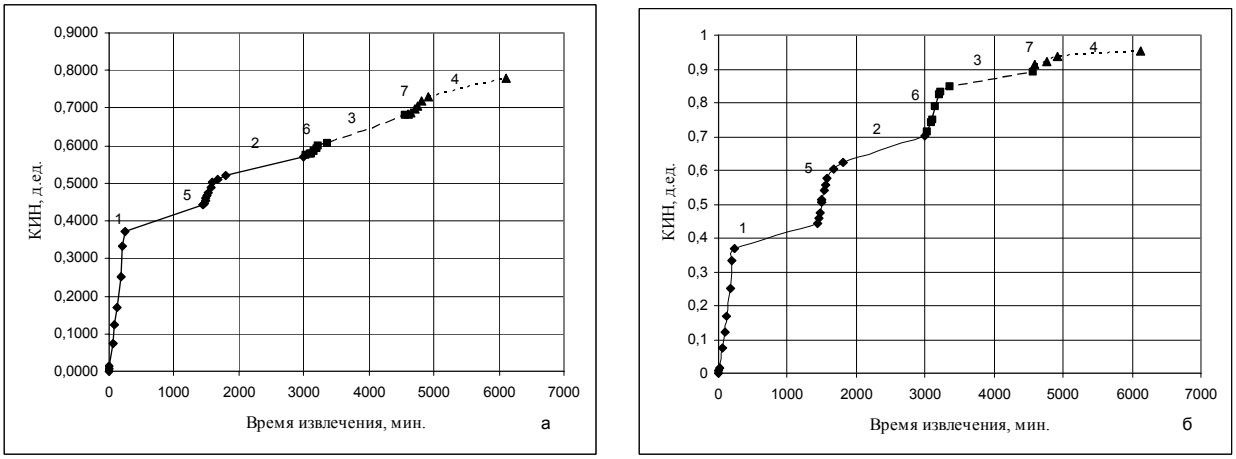


Рис. 3. Зависимость КИН из вертикально расположенной модели пласта от времени извлечения без вибровоздействия (1), после вибровоздействия (2,3,4) и при 3 разовом вибровоздействии по 6 часов при частотах вибрации Гц: 6 (а) (5,6,7), 12 (б) (5,6,7) Гц

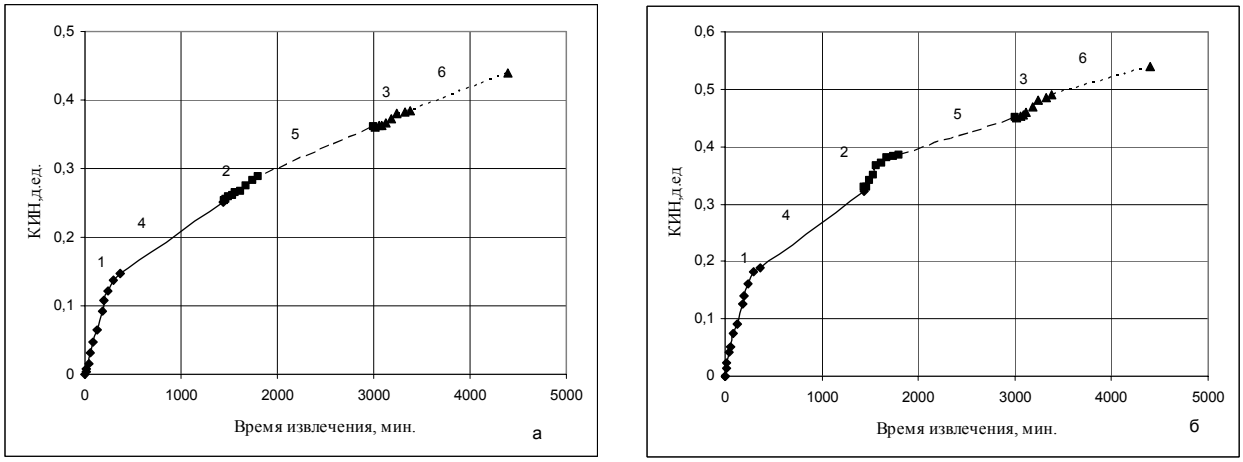


Рис. 4. Зависимость КИН из вертикально расположенной модели пласта от времени извлечения при 3 разовом вибровоздействии по 6 часов (1,2,3) при частотах вибрации 6 (а) и 12 (б) Гц и после вибровоздействия (4,5,6)

пласт при частоте вибрации 6 Гц (рис.4 *а*) эффект от действия сил вибрации составляет 0,15 д.ед. Последующее естественное гравитационное извлечение равно 0,1 д.ед. При втором вибровоздействии эффект составляет 0,4 и 0,07 д. ед., а при третьем – 0,025 и 0,055 д.ед. Причем, как видно из приведенных данных, сохраняются все ранее полученные зависимости КИН при одноразовом вибровоздействии на пласт.

Выводы

Проведенные экспериментальные исследования показали, что наложение вибровоздействия на вертикально расположенный пласт как с самого начала процесса извлечения, так и после естественного гравитационного извлечения приводит к повышению эффективности процесса.

Данный факт свидетельствует о том, что при извлечении нефти силы вибрации действуют совместно с силами гравитации, а не против них. При этом в условиях экспериментов рост частот вибрации, времени их действия и периодичности вибровоздействия на пласт приводит к увеличению эффективности извлечения нефти.

Гравитационное извлечение нефти после наложения вибровоздействия на пласт как после естественного гравитационного извлечения нефти, так и с начала эксперимента подтверждает ранее установленный факт изменения физических свойств нефтей под действием упругих волн (Везиров, и др. 1998; Гадиев, 1977; Стреков и Гаджиев, 2007).

ЛИТЕРАТУРА

ВЕЗИРОВ, Д.Ш., СТРЕКОВ, А.С., МУЗАФФАРОВ, Г.Э., ЗАЛОВ, И.Д. 1998. Влияние вибровоздействия на реологические характеристики нефтей. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 86-90.

ГАДИЕВ, С.М. 1977. Использование вибрации в добыче нефти. Недра. Москва.159.

КУРЛЕНЯ, М.В., СЕРДЮКОВ, С.В. 1999. Низкочастотные резонансы сейсмической люминесценции горных пород в вибросейсмическом поле малой энергии. *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых,* 1, 3-7.

НИКОЛАЕВСКИЙ, В.Н. 1989. Механизм вибровоздействия на нефтеотдачу месторождений и доминантные частоты. *ДАН СССР*, 307, 3, 570-575.

АМОСОВ, С.М., БАРАБАНОВ, В.Л., ВОЙТОВ, Г.И. и др. 1992. Результаты экспериментального изучения вибрационного воздействия на нефтяные залежи. Современные методы увеличения нефтеотдачи пластов. Наука. Москва. 98-102.

СТРЕКОВ, А.С., ГАДЖИЕВ, А.А. 2007. Влияние вибровоздействия на трансформацию нефтей и их вязкоупругих характеристик. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле,* 4, 54-59.

© Ф.Ж.Акиянова, 2011

ЗНАЧЕНИЕ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО ЗОНИРОВАНИЯ В ЦЕЛЯХ УСТОЙЧИВОГО УПРАВЛЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА КАЗАХСТАНА

Ф.Ж.Акиянова

Институт географии Национального научно-технологического холдинга «Парасат» Министерства образования и науки Республики Казахстан
050100, Казахстан, г. Алматы, ул. Кабанбай Батыра/Пушкина, 67/99

На примере крупной трансграничной природно-антропогенной геосистемы Прикаспийского региона Казахстана показаны пути реализации устойчивого управления на основе применения метода функционального зонирования, определяющего на основе современного социально-экономического освоения окружающей среды и экологического состояния природных ресурсов для каждой из зон те типы природопользования, которые могут предотвратить или снизить уровень конфликтов, стимулировать отрасли, наиболее выгодные с социально-экономической и экологической точек зрения.

Исследование в своей основе посвящено одной из актуальных проблем современности, сформулированной отдельным пунктом в «Целях тысячелетия» (2010) и заключающейся в обеспечении устойчивого развития окружающей среды, разработке комплексных подходов и инструментов для устойчивого управления природно-ресурсным потенциалом. Одним из таких научных методов устойчивого управления природно-хозяйственными системами, основанных на принципах гармонизации рационального хозяйственного использования природно-ресурсного потенциала, и является функциональное зонирование. Функциональное зонирование предполагает, прежде всего, проведение анализа существующего природопользования и включает покомпонентную характеристику природной среды, анализ социально-экономической и экологической ситуации территории и является основным инструментом территориальной организации. Методика функционального зонирования, по мнению ряда исследований, заключается в выявлении конкретных типов использования территории и определении степени исчерпания их экологической емкости (Реймерс, 1990; Кочуров, 2003). Изучаются и картографируются типы природопользования, создается классификация с точки зрения воздействия на природную среду, дается покомпонентная оценка природных условий и ресурсов: климата, природных вод, рельефа, почв, растительности и животного мира, их значимости и степени их использования.

Оценка и картографирование социально-экономического развития территории и типов существующего природопользования являются важным этапом функционального зонирования. Поскольку вся земля уже находится в пользовании в природном или экономическом плане, каждое изменение природопользования новым видом деятельности приведет к увеличению одной или уменьшению другой территории для использования. К примеру, территории, отводимые под градостроительство или промышленность, выводятся из сельскохозяйственного землепользования или из земель запаса, которые, по истечению некоторого времени уже никогда не будут иметь той природной стоимости, которую имели до начала их использования и, как правило, последующей деградации.

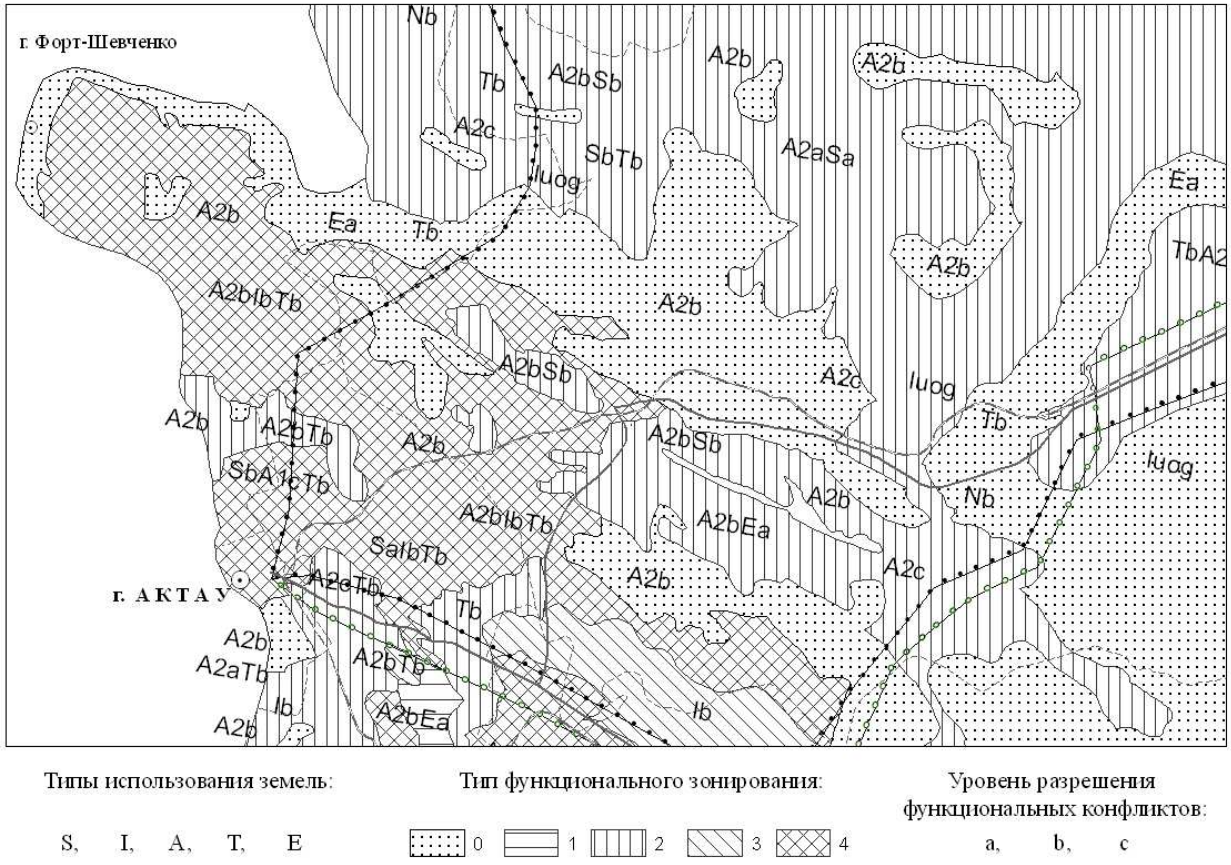
К основным типам землепользования в казахстанской части Прикаспия на современном этапе относятся: селитебный, промышленный, транспортно-продуктопроводный, сельскохозяйственный, в меньшей степени лесохозяйственный, рекреационно-туристский, природоохранный. Устойчивое развитие природно-хозяйственных систем казахстанской части Прикаспийского региона в значительной степени предполагает реализацию

принципа комплексного управления системой «море – прибрежная зона – суша». В пределах данной природно-антропогенной геосистемы, включающей территории Атырауской и Мангистауской областей и казахстанского сектора Каспийского моря, на природные компоненты (климат, литогенную основу, природные воды, почвенно-растительный покров, экосистемы) накладывается антропогенное воздействие в виде современных социально-экономических (селитебных, промышленных, транспортных, сельскохозяйственных, рекреационных, природоохранных) и культурно-исторических комплексов (Акиянова и др., 2006, 2000). При этом определяющим фактором современного экономического, социального и экологического потенциала исследуемой геосистемы и ее составляющих являются тип и уровень их функционального использования. Оценка и картографирование существующего уровня природопользования, проведенная на основе покомпонентного анализа состояния природных систем с учетом их ресурсного потенциала и экологической емкости, позволяет провести типизацию их использования, что является первым шагом к проведению функционального зонирования.

К основным этапам функционального зонирования относятся: оценка и картографирование современного состояния компонентов природной среды с учетом их экологического состояния; уровень социально-экономического развития территорий с выявлением преобладающего типа землепользования, т.е. оценкой его экономической специализации. Следующим этапом является интеграция полученных знаний, на основе которых и проводится собственно функциональное зонирование, предполагающее выявление конфликтов, анализ причин их возникновения и поиск приемлемых решений. Результатом проведенных исследований является определение наиболее оптимальных вариантов использования земель секторами хозяйственной деятельности с выделением конфликтных зон, требующих корректировки или коренного изменения типа использования (рис.).

Следует отметить, что территории взаимодействия суши и моря издревле являлись источником природных ресурсов, служили важным звеном в системе транспортных коммуникаций и торговли, были для населения ценной средой обитания и отдыха, т.е. территорией многофункционального использования. В результате такого сложного взаимодействия создалось сочетание различных, часто и взаимоисключающих типов природопользования. В связи с этим, особенно в условиях конкурентной среды и назревания конфликтных ситуаций, необходима разработка основ устойчивого управления, ориентированного на улучшение жизни населения путем рационального освоения ресурсов, устранения или минимизации конфликтов, улучшения экологического состояния и координации деятельности природопользователей.

Управление сложными системами требует интегрированного научного подхода, когда ресурсы используются с максимальной социальной, экономической и экологической пользой, основой данного подхода может явиться применение метода функционального зонирования. Для каждого сектора деятельности составляется карта землепользования в зависимости от его главной целевой функции. Специфические особенности землепользования (например, для сельского хозяйства – пашня, пастбища, сенокосы, сады) выделяются на карте фактического землепользования, для чего вводятся соответствующие обозначения на карте. Следующим блоком работ является социально-экономическая характеристика и картографирование каждого из выделенных типов землепользования и последующий их анализ с учетом экологического состояния территорий. При этом ГИС-картографирование является одним из основных средств для функционального зонирования, т.к. имеется возможность совмещения многочисленных и порой разнородных слоев информации по заданному алгоритму и получения интегральной карты землепользования. На основе социально-экономического анализа, проведенного с учетом перспектив развития, определяются приоритетные направления экономики, которые с применением функционального зонирования обосновывают условия бесконфликтного использования территорий.



Фрагмент карты функционального зонирования Прикаспийского региона Казахстана

Типы использования земель: S – селитебный, I – промышленный, A – сельскохозяйственный, T – транспортный, E – природоохранный; Типы функционального зонирования: 0 – бесконфликтный (монофункциональный ареал), 1 – симбиоз, без конфликта даже при наложении (полифункциональный ареал), 2 – соседство, совместные границы, при необходимости возможно создание буферной зоны, 3 – антагонизм, несовместимые, взаимоисключающие функции, необходимо создание буферных зон (полифункциональный ареал), 4 – комплексный (полифункциональный ареал); Уровень разрешения функциональных конфликтов: a – данная деятельность разрешена, b – данная деятельность возможна с определенными ограничениями, c – данная деятельность запрещена или нецелесообразна.

Методика функционального зонирования заключается в выявлении конкретных видов использования территории. При этом одна или несколько выполняемых функций при определенном уровне использования могут негативно воздействовать друг на друга, создавая конфликтные ситуации. Для их оценки необходимо выявление конфликтных ареалов, которые могут быть монофункциональными, полифункциональными или комплексными (Чуканова, 2003). Монофункциональный конфликтный ареал формируется при выраженном преобладании отдельной функции, под воздействием которой происходит уменьшение или вывод данной территории из хозяйственного оборота. К примеру, это орошаемое земледелие в дельте р. Жайык (Урал), приведшее к активизации процессов вторичного засоления и практически выводу этих земель из сельхозоборота. Полифункциональный конфликтный ареал создается при одновременном использовании земель двумя или более функциями, к примеру селитебная и природоохранная в современной дельте р. Жайык, или селитебная и промышленная у оз. Кошкарата, промышленная и природоохранная на шельфе Каспийского моря и т.д. Формирование таких конфликтных ситуаций происходит в результате негативного изменения качества окружающей среды в зоне высокоинтенсивных функций, что ограничивает возможность использования территории для осуществления других видов деятельности.

Можно выделить три основных вида пространственных сочетаний функций на территории: симбиоз, соседство и антагонизм. При первом функции без конфликта реализуются в пределах единой территории даже при условии наложения. Функции-соседи имеют общие границы и их взаимное воздействие незначительно, что позволяет сохранять параметры развития этих функций. Антагонизм функций возникает при одновременном использовании территории видами деятельности, несовместимыми друг с другом. К примеру: селитебная – природоохранная, селитебная – промышленная, рекреационная – промышленная, природоохранная – транспортно-промышленная, селитебная, сельскохозяйственная. В данном случае возникают трудности равноправного учета интересов антагонистических функций, что возможно за счет создания буферных зон, поглощающих воздействие антагонистов друг на друга. Наиболее сложным видом конфликтного ареала является комплексный, который характеризуется быстрым превышением параметров экологической емкости территории. В таких случаях именно от оптимизации деятельности и разработки механизмов разрешения конфликтов в конфликтных ареалах зависит возможность рационального и устойчивого природопользования.

Для выполнения функционального зонирования необходимо определить степень и тип имеющегося и возможного воздействия землепользования на отдельные компоненты природной среды, и вывести из нее интегральную оценку, что достигается путем изучения и картографирования с дальнейшей оценкой на основе применения матричной системы (таблица).

Матрица для определения степени воздействия типов землепользования на основные компоненты природной среды

Использование земель		Степень воздействия на компоненты природной среды					
Тип землепользования	Подтип землепользования	Атмосферный воздух	Природные воды		Почвы	Растительность	Животный мир
			поверхностные	подземные			
селитебный	сельский						
	городской						
промышленный	добывающий						
	обрабатывающий						
транспортный	железнодорожный						
	автомобильный						
	трубопроводный						
	морской						
сельскохозяйственный	пашня орошаемая						
	пашня богарная						
	пастбищный						
	сенокосный						
	приусадебный						
рекреационно-туристск.	санаторно-курортный						
	туристский						
лесохозяйственный	природный						
	лесовосстановительный						
водохозяйственный	речной						
	озерный						
	морской						
	водохранилищный						
природоохранный	ООПТ						
	охотничий						

При определении степени негативного воздействия типов землепользования на компоненты можно выделить три : 1 – не оказывает негативного воздействия, 2 – негативное воздействие возможно, 3 – оказывает негативное воздействие или пять (предпочтительнее для детальных исследований): 1 – не оказывает негативного воздействия (фоновое состояние), 2 – оказывает слабое негативное воздействие, 3 – оказывает умеренное негативное воздействие, 4 – оказывает сильное негативное воздействие, 5 – оказывает очень сильное негативное воздействие.

Следующим этапом является составление карт землепользований отдельных секторов деятельности, на которых выделяются территории, где данная деятельность: а) разрешена, б) возможна с определенными ограничениями и в) запрещена или нецелесообразна. Проводится анализ с совмещением секторальных тематических карт по типам деятельности и выделяются участки, зоны возможных для использования данным сектором деятельности. На интегральной карте методом наложений и перекрытий выявляются территории, которые заняты двумя или более типами использования земель. Выявляются проблемы, конфликты, образовавшиеся в результате взаимодействия двух и более природопользователей, к примеру, конфликты, связанные с использованием земель под селитебные или промышленные объекты на землях ООПТ. Оценка всех конфликтных ситуаций должна быть проведена с учетом природных особенностей и экологического состояния территории или акватории. Наиболее результативным является экосистемный подход, в котором учитываются особенности состояния и устойчивости литогенной основы (геолого-геоморфологического строения), почв и растительности.

Для анализа конфликтов карты по отдельным типам землепользования совмещаются, и при выявлении участков, которые могут использоваться также другими типами, учитывается характер их взаимного влияния. При положительном взаимном влиянии предоставляется возможность совместного использования территории. При отрицательном – участки обозначаются как зоны конфликта, и для них проводится более тщательный анализ с учетом данных фактического использования, а также другой социально-экономической информации для определения бесконфликтного варианта использования территории. При принятии решения в пользу одного типа использования для других типов устанавливаются ограничения, вплоть до полного запрещения использования этой территории. При отсутствии решения эта зона остается открытой для поиска бесконфликтного варианта (Чуканова, 2003). Для уменьшения конфликтов между разными группами пользователей предлагается разработка плана территориальной организации, уменьшающего конфликтные требования. На основе анализа конфликтов интересов и предварительных результатов функционального зонирования формулируются альтернативы хозяйственной деятельности, основанные на принципах экономического развития. Многие из конфликтов могут быть разрешены, и достигнуто устойчивое использование земли после предложений альтернатив и приведения к оптимальному использованию неэффективно используемых земель. С учетом принятых решений по смягчению или устранению межотраслевых конфликтов составляется интегральная карта с рекомендованным функциональным зонированием территории.

В результате проведенных исследований получено картографическое представление оптимального варианта использования территории Прикаспийского региона Казахстана с учетом многочисленных факторов на основе функционального зонирования. Значимость проведения функционального зонирования нельзя недооценивать, т.к. на основе его проведения возможно устойчивое управление территориями с установлением для каждой из зон всего многообразия имеющихся и возможных вмешательств в существующее природопользование для того, чтобы предотвратить или снизить уровень конфликтов, а также активизировать или возродить наиболее выгодные с социально-экономической и экологической точки зрения отрасли.

ЛИТЕРАТУРА

АКИЯНОВА, Ф.Ж. 2000. Современные природно-антропогенные процессы рельефообразования Казахстанского Прикаспия и их влияние на экологию

региона. В кн.: *Экологические проблемы Каспия*, Москва, 47-51.

АКИЯНОВА, Ф.Ж., ЕГЕМБЕРДИЕВА, К.Б. 2006. Экологическое воздействие на окружающую среду. Национальный Атлас Республики Казахстан. Том 3 – Экология и окружающая среда. Алматы.

КОЧУРОВ, Б. И. 2003.Экодиагностика и сбалансированное развитие. Маджент. Москва-Смоленск. 384.

НУРМАМБЕТОВ, Э.И., АКИЯНОВА, Ф.Ж. 1998. Современное рельефообразование на побережье и шельфе Каспийского моря (Казахстанский сектор). В кн.: *Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан*, Гылым, Алматы, 338-344.

РЕЙМЕРС, Н.Ф. 1990. Природопользование. Словарь-справочник. Мысль. Москва. 639.

ЦЕЛИ РАЗВИТИЯ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ. 2010. Саммит ООН, http://www.un.org/russian/millenniumgoals

ЧУКАНОВА, О.А. 2003. Методика зонирования территории для оптимизации природопользования. *Вестник Московского Университета, серия 5, географ*., 11. Рукопись депонирована в ВИНИТИ 21.10.03, № 1845-В2003.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Р.М.Мамедов

© В.А.Эфендиев, С.К.Нагиев, 2011

СОЦИАЛЬНО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ГОРОДСКОГО НАСЕЛЕНИЯ БАКУ

В.А.Эфендиев, С.К.Нагиев

Бакинский Государственный Университет
AZ1145 , Баку, ул. З.Халилова, 23

В статье рассматриваются структура и типы расселения населения как перестроечного периода, так и после 90-х годов. Рассматриваются также проблемы изменения расселения и поведения жителей разных районов города. Показаны проблемы, связанные с мигрантами и маргиналами. Интенсивная застройка городской территории остается одной из самых острых проблем городской инфраструктуры. Именно поэтому решение вопросов планировочных, экономических, экологических и социально-географических последствий строительства на данный момент остается наиболее актуальным.

Региональная экономика оказала серьезное трансформирующее воздействие на все стороны жизни и социально-экономические процессы в стране. Развал Союза, значительные миграционные потоки между бывшими республиками, смена форм собственности – вот далеко не полный перечень наиболее значимых явлений, оказавших серьезное воздействие на сложившуюся систему расселения. Демографический кризис, начавшийся в 90-е годы и экономическая нестабильность стали естественными приметами времени. Для большинства жителей Азербайджана городской образ жизни до конца 80-х годов четко ассоциировался с работой населения на промышленных или иных несельскохозяйственных предприятиях при преимущественном проживании в домах с многоэтажной застройкой (с повышенной, в понимании тех лет, комфортабельностью: наличием канализации, газификации, горячего и холодного водоснабжения и т.п.). Четкое нормирование рабочего дня, отсутствие сезонности, широта выбора в системе обслуживания и инфраструктуре делали жизнь в городских поселениях, несомненно, более предпочтительной. Миграционный отток сельского населения в Баку воспринимается объективным процессом, связанным с повышением уровня и качества жизни в городе.

Следующим этапом следует отметить начало 90-х годов, связанное с массовым коттеджным строительством. Для Бакинской агломерации это превратилось в массовое пригородное строительство современных формально сельских, а фактически элитных загородных резиденций «новых азербайджанцев» с уровнем комфортабельности, в значительной мере превышающим средний городской уровень. Основными требованиями к строительству новых поселков стали аттрактивность ландшафтов и экологическая их чистота. Именно поэтому большинство поселений построены к востоку, северо-востоку от города Баку, иногда даже в водоохранных зонах или на территории особо охраняемых природных территорий.

Расселение населения по районам города советского периода в большинстве случаев не имело резких профессиональных, имущественных, возрастных и прочих различий. Районы города оценивались как престижные и непрестижные, удобные и неудобные с точки зрения транспортной доступности, наличия социальной инфраструктуры, общей обустроенности территории, но не более того. При более детальном рассмотрении, конечно, можно было обнаружить мозаичную картину расселения по профессиональному признаку, но это скорее относилось к отдельным домам или микрорайонам (дома специалистов, творческих работников, дома каких-либо ведомств). Представители разных социальных слоев проживали в непосредственной близости друг от друга. Традиция такого расселения корнями уходило в 18-19 век, ко времени появления доходных домов (имеющих по стоимости, величине, удобству квартиры для

всех слоев населения), с одной стороны, а с другой – к появлению в 19-20 вв. товариществ собственников (в которых объединялись люди примерно равных доходов). Своеобразную картину расселения создали коммуналки, в которых при всех ужасах совместного проживания, формировалась особая городская субкультура: происходило взаимовлияние друг на друга совершенно разных, вынужденных проживать совместно людей.

Структура расселения в доперестроечный период складывалась постепенно с учетом старения населения, политики выделения квартир, заселения освободившихся комнат. Из коммуналок центра выезжало относительно обеспеченное успешное население в новые отдельные квартиры. Большие квартиры центра постепенно пустели, в них оставались старики, деклассированные элементы разного происхождения. Престижные районы возникали в ближних новостройках. Завоз рабочих (лимитчиков) для предприятий существенно не влиял на расселение. По кривым волнового процесса изменения численности населения наблюдаются большие провалы. Интересным объектом исследования становится произошедшее за последнее десятилетие резкое изменение расселения населения в городах. Картина реального размещения может быть полезна для выбора мест объектов социальной инфраструктуры как нового, так и старого образца, для выделения благополучных и неблагополучных районов, устройства пешеходных зон и др., это предмет изучения географии города тем ее разделом, который занимается внутригородской географией. Важным аспектом изучения является и сохранение культуры горожанина, сохранения духа города. Здесь географические проблемы пересекаются с социологическими.

Структура расселения к настоящему времени существенно изменилась как в плане размещения, так и в плане изменения структуры населения. Можно выделить следующие типы. А. 1) появление престижных районов центра, 2) стремление занять квартиры с окнами на улицу, 3) закрытие на замки дворов и парадных, 4) расселение коммуналок, выезд коренного населения на окраины, превращение коммуналок в отдельные квартиры или офисы. Б. 1) расселение неблагополучного аварийного жилья, нередко заселяемое беженцами, нелегальными мигрантами, бомжами, бездомными подростками. В. 1) появление непрестижных районов (с преобладанием, например, хрущевок или большой удаленностью от центра или от метро), 2) появление престижных районов на территориях относительно застроенных (они характеризуются вписыванием в тело старых кварталов домов новой архитектуры, которые благодаря большей этажности и внешней атрибутности становятся доминантами, существенно меняют абрис района и его привлекательность).

Процесс перемещения населения еще далеко не закончен, поэтому прогнозировать, станут ли районы резко сегрегированными, преждевременно. В настоящее время центр Баку можно назвать городом контрастов, когда можно видеть рядом с современным офисом, с квартирами со стеклопакетами нерасселяемые коммуналки с весьма небогатыми людьми, а то и бомжей, роющихся в помойках. Самым сильным фактором ускорения процесса является активность состоятельных людей, способных выкупать целые дома и кварталы, превращая их в современное недоступное для большинства населения жилье или помещения иного назначения. Этот процесс очень напоминает османновскую реконструкцию Парижа, в результате которой бедное население было выдавлено за пределы центра. Правда, учитывая традиции размещения людей в домах Баку, можно предположить, что этого не произойдет.

Другой аспект в проблеме изменения расселения – различия в поведении жителей в разных районах проживания. И в прежние времена районы города различались при внимательном рассмотрении. Так атмосфера Сураханского, Сабунчинского районов отличалась от атмосферы районов центра, и центральные районы отличались друг от друга: район проспекта Нефтяников был другим, нежели кварталы микрорайонов или Хутора. Сегодняшние изменения определяются различиями в занятости и доходе. Несомненно, они изменят и «дух места». Это нематериальное понятие очень устойчиво, хотя факторы, разрушающие традицию, могут его разрушить очень быстро. Поселение богатых людей способствует наведению чистоты и порядка (по замечанию одного из горожан: одним из дос-

тижений перестройки это то, что дома стали приводить в порядок), но на ауру влияет незначительно. Значительно больше влияет сохранение профессиональных, трудовых, социально-бытовых, этических традиций, иными словами способность проживающего в определённом месте слоя населения воспроизводить себя. Группой риска может стать сохранившее трудовые и моральные традиции, возможно, неуспешное с точки зрения высокодоходных профессий, не нашедшее себя потомство обнищавшей интеллигенции. В других странах, где есть слои бедняков нескольких поколений, их потомство имеет навык или образец пребывания в бедности, усваивает приёмы, стереотипы жизни и тому подобную атрибутику и выживает в условиях бедности. В нашей стране, люди, попавшие в одночасье в слои бедных, такого навыка выживания не имеют. Они, попав под такой удар, часто не имеют шанса сохранить статус, выжить. Их исчезновение уносит с собой и «дух места». Частично проблема связана с возрастом. Старение населения приводит к тому, что в некогда благополучных районах выделяются целые дома, где проживают одинокие старики. Правда, обычно они завещают своё жильё внукам, а те, поселяясь, вносят свою атмосферу, нередко городскую бакинскую. Но часто они продают жилье самым разным покупателям, в том числе и иногородним, которые устанавливают свои порядки, привезенные из мест отбытия. Если квартиры покупают – условно скажем так – положительные беженцы (учителя, геологи, ученые) из бывших союзных республик, то они вносят неотрицательный, но утраченный бакинцами образ жизни (общение с соседями, взаимопомощь). Доля этой категории населения невелика, существеннее доля пришлого населения, приехавшего заработать, занимающегося тем, что они называют бизнесом. Поскольку количество пришлого населения значительно превышает ту величину, которую способен проглотить город, то в Баку вносится так называемый провинциальный дух. Таким образом, возникает проблема, связанная с мигрантами и маргиналами. Были периоды, когда она снижалась, но сейчас достигла, может быть, и максимума. Провинциальность усиливается большим, чем может проглотить город, количеством мигрантов разных национальностей, вносящих в культуру города элементы своей культуры. В результате поведение нынешних приезжих, как азербайджанцев, так и не азербайджанцев, не вливается в стереотип поведения горожанина, не обогащает его. Мигрант не впитывает культуру города, но не навязывает свою (так многие мигранты считают одинокую современно одетую женщину общедоступной, что вызывает неприязнь к мигрантам у девушек, а также их друзей, родителей и др.), а, кроме того, он начинает чувствовать себя хозяином города.

Таким образом, наиболее актуальными проблемами в географии населения города являются последствия перемещения людей в другие районы города и влияние мигрантов на сохранность культуры горожанина.

ЛИТЕРАТУРА

КУЛИЕВ, В.Ш. 2000. Экология Баку и охрана природы. Элм. Баку.

НАГИЕВ, С.К. 2008. Социально-экологическая интеграция городского социума в Азербайджане. *Труды географического общества Азербайджана*, XIII. Баку.

НАГИЕВ, С.К. 2009. Малые и средние города в системе расселения Азербайджана. *Известия РГО,* Санкт-Петербург.

ЧУЙКО, С.П. 2004. Особенности трансформации сельского социума. Хабаровск.

ЭФЕНДИЕВ, В.А. 2001. Экономико-географическое положение – как важный фактор развития города Баку. *Вестник МГУ*, 5.

ЭФЕНДИЕВ, В.А., НАГИЕВ С.К. 2005. География населения. Изд. Бак.Гос.Университета. Баку.

ЭФЕНДИЕВ, В.А., НАГИЕВ С.К. 2009. Расселение населения Азербайджана в прибрежных районах Каспийского моря. Материалы межд. конф. Элиста.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Р.М.Мамедов

© N.H.Əyyubov, 2011

AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASINDA MƏSKUNLAŞMANIN DEMOQRAFİK BAZASININ İNKİŞAF XÜSUSİYYƏTLƏRİ

N.H.Əyyubov

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Məqalədə Azərbaycan ərazisinin məskunlaşmasının demoqrafik bazasının inkişaf xüsusiyyəti təhlil edilmişdir. Şəhər və kənd yerlərinin məskunlaşmasında konkret olaraq təbii və mexaniki artımın rolu araşdırılmışdır. Ümumiyyətlə, təbii artımın və miqrasiyanın dəyişmə tendensiyası sosial-iqtisadi durumun inkişafı ilə qarşılıqlı əlaqədə təhlil edilmişdir. Son illərdə müsbət miqrasiya balansının formalaşdığı və prosesin sosial-iqtisadi inkişaf ilə əlaqədar olduğu müəyyənləşmişdir.

Müəyyən ərazidə, region və ya ölkədə əhalinin yerləşməsi, sıxlığı, məskunlaşması və onların səviyyəsi təbii-coğrafi şəraitlə, təbii ehtiyatlar, texniki tərəqqi ilə əlaqədar olmaqla bərabər, həm də həmin ərazilərinin demoqrafik inkişaf şəraiti və xüsusiyyəti ilə sıx və qarşılıqlı əlaqədədir. Hər hansı bir regionun intensiv demoqrafik inkişafı müvafiq sosial-iqtisadi inkişafla müşayiət olunduqda, bu, əhalinin yerləşməsində də böyük dəyişikliklərə səbəb olur, sıxlığı yüksək olan böyük məskunlaşma areallarının formalaşmasına gətirib çıxarır. Kəndlər qəsəbələrə, qəsəbələr şəhərlərə, şəhərlər aqlomerasiyalara, aqlomerasiyalar meqalopolislərə çevrilir. Uzunluğu 1000, eni isə 10 və 100 km-lə ölçülən kiçikmiqyaslı urbanizasiyalaşmış məskunlaşma arealları formalaşır. Vaxtilə kollektiv təsərrüfatçılığın hökm sürdüyü sosialist düşərgəsi ölkələrində yüksək təbii artım şəraitində kəndlərin ərazi baxımdan böyüyərək bir-biri ilə birləşməsi nəticəsində kənd aqlomerasiyaları yaranmışdır. Doğrudur, son onilliklərdə əhalinin təbii artımının əhəmiyyətli dərəcədə azalmasına, hətta bəzi ölkələrdə təbii artımın mənfi olmasına baxmayaraq, bazar iqtisadiyyatına əsaslanan yeni təsərrüfatçılıq sisteminə keçilməsi kənd məskunlaşma formasının inkişafını ləngitsə də, kənd aqlomerasiyası məskunlaşma sistemində qalmaqdadır.

Əhalinin sıx yerləşdiyi regionlar olan okean və dəniz sahilləri, çay vadiləri və deltaları məhz yüksək demoqrafik potensial hesabına ifrat məskunlaşmışlar. Bu sıx məskunlaşma regionlarının bəzilərində məskunlaşmanın əsas demoqrafik mənbəyi yüksək təbii artım olsa da, digərlərində həm təbii, həm də miqrasiya artımı olmuş və olmaqdadır. Məsələn, əsasən inkişafda olan ölkələrin ərazisində, o cümlədən Cənub, Cənub-Şərqi Asiya ölkələrində məskunlaşmanın əsas demoqrafik mənbəyi təbii artım olmuşdursa, inkişaf etmiş ölkələrdə, o cümlədən Qərbi və Şərqi Avropa ölkələrində, ABŞ və Kanadada məskunlaşmanın əsas demoqrafik mənbəyi miqrasiya artımı olmuşdur. Onu da qeyd etmək lazımdır ki, məskunlaşmanın demoqrafik bazasının formalaşmasında təbii və miqrasiya artımının bu və ya digər dərəcədə rolu həm də məhsuldar qüvvələrin müxtəlif inkişaf səviyyəsi ilə müəyyən olunur. Belə ki, sosial-iqtisadi inkişafın demoqrafik inkişafı qabaqladığı ölkələrdə, regionlarda məskunlaşmanın demoqrafik bazasını həm təbii, həm də mexaniki artım təşkil edir. Məsələn, əksər inkişaf etmiş ölkələrdə belədir. Əksinə, demoqrafik potensialın sosial-iqtisadi inkişafı qabaqladığı region və ölkələrdə məskunlaşmanın demoqrafik bazasını yalnız əhalinin təbii artımı təşkil edir. Hətta təbii artım hesabına formalaşan əhalinin müəyyən hissəsi sosial-iqtisadi inkişafın demoqrafik inkişafı qabaqladığı regionlara gedir, orada yeni məskunlaşma areallarının formalaşmasında iştirak edir, bəzən isə əhəmiyyətli rol oynayır. Təkcə dünyanın böyük regionları, dövlətləri arasında deyil, həm də ölkə daxilində məhsuldar qüvvələrin inkişaf səviyyəsinə və həyat şəraitinə görə aralarında böyük fərqlərin olduğu şəhər yerləri ilə kənd yerləri, dağlıq yerlərlə düzən yerlər həm də məskunlaşmanın demoqrafik bazasının formalaşmasına görə biri-birlərindən çox fərqlənirlər. Bu xüsusilə paytaxt regionları, böyük sənaye mərkəzləri ilə əyalətlər arasında özünü daha qabarıq təzahür etdirir. Demoqrafik bazanın həm təbii, həm də mexaniki artım hesabına formalaşdığı, sosial-iqtisadi bazanın inkişafının

demoqrafik inkişaf tempindən aşağı olduğu böyük sənaye və ya paytaxt regionlarında artan əhalinin sayına, yaş-cins tərkibinə uyğun yaşayış mənzillərinin və digər sosial infrastrukturun olmaması (çatışmaması) elmi ədəbiyyatda "yalançi urbanizasiya" adlandırılır, miqyası heç də kiçik olmayan böyük məskunlaşma areallarının formalaşmasına gətirib çıxarır. Əsasən böyük şəhərlərin ətrafını əhatə edən bu məskunlaşma arealları sosial infrastrukturun inkişafın yenidən qurulmasını çətinləşdirir, ekoloji problemlər yaradır, hətta bəzən cinayətkarlıq yuvalarına çevrilir, sosial partlayışlara səbəb olur.

Azərbaycan Respublikasında da əhalinin məskunlaşmasının demoqrafik bazasını həmişə əsasən yüksək doğum və orta ölüm əsasında formalaşan yüksək təbii artım təşkil etmişdir. Doğrudur, tarixən böyük imperiyalist dövlətlər öz müstəmləkəçilik siyasətlərini həyata keçirmək, Azərbaycanı öz təsir dairələrində saxlamaq, çoxluq təşkil edən yerli aborigen türklərin demoqrafik tərkibdə payını azaltmaq məqsədi ilə ölkə ərazisinə müxtəlif millətləri – ermənilərı, fars mənşəliləri, rusları, kürdləri köçürmüşlər. Bu da müəyyən tarixi dövrlərdə məskunlaşmanın demoqrafik bazasının formalaşmasında miqrasiyanın əhəmiyyətli rol oynamasına gətirib çıxarmışdır. Buna baxmayaraq, əhalinin ölkə ərazisində məskunlaşmasında, yerləşməsində, əhali sıxlığının ərazi üzrə müxtəlif olmasında həlledici yeri təbii artım tutmuşdur. Əlbəttə, sosial-iqtisadi həyat şəraitindən, ictimai-siyasi ab-havadan, hərbi-siyasi situasiyadan asılı olaraq əhalinin təbii artım göstəriciləri müxtəlif dövrlərdə müxtəlif olmuşdur. Məsələn, keçən əsrin 60-cı illərinin əvvəlinə kimi təbii artım çoxalmış, ondan sonra isə əhəmiyyətli dərəcədə azalmağa başlamışdır. Bu prosesin mütləq və nisbi göstəricilərinin gedişini 1-ci və 2-ci cədvəllərdə verilən rəqəmlərdən izləmək olar.

Birinci cədvəlin təhlili göstərir ki, əhalinin ümumi təbii artımında şəhər yerləri ilə müqayisədə kənd əhalisi həmişə daha çox rol oynamış və oynamaqdadır. Hətta keçən əsrin 60-cı illərindən başlayaraq, əhalinin ümumi tərkibində şəhər əhalisinin üstünlük təşkil etməsinə baxmayaraq, bu tendensiya dəyişməmişdir. Ümumiyyətlə, 1950-1960-cı illərdə ümumi təbii artımın 61,7%-i, 1961-1970-ci illərdə 61,5%-i, 1971-1980-ci illərdə 54,7%-i, 1981-1990-cı illərdə 52,7%-i, 1991-1995-ci illərdə 55,7%-i, 1996-2000-ci illərdə 61,8%-i, 2000-2005-ci illərdə 59,4%-i, 2006-2008-ci illərdə isə 55,5%-i kənd yerlərinin payına düşmüşdür. Kənd yerlərində artan əhalinin müəyyən hissəsinin şəhərlərə və başqa regionlara miqrasiya etməsinə baxmayaraq, bu yüksək demoqrafik potensial yeni kənd məskunlaşma areallarının yaranmasına, mövcud kəndlərin daxili ərazi ehtiyatlarının daha intensiv istifadəsinə, kəndlərin böyüyərək bir-biri ilə birləşib kənd aqlomerasiyalarının formalaşmasına səbəb olmaya bilməzdi. Kənd yerlərinin yüksək təbii artımının əhəmiyyətli hissəsi şəhərlərin özünün təbii artımı ilə birgə yeni yaranan və mövcud şəhər yaşayış məntəqələrinin demoqrafik potensialını formalaşdırmış, onların inkişafına, ərazicə böyüməsinə zəmin yaratmışdır.

Azərbaycan Respublikası ərazisində əhalinin sıxlığının artmasında, yeni məskunlaşma areallarının, xüsusən şəhər areallarının formalaşmasında, ümumiyyətlə, məskunlaşma prosesinin inkişafında şəhər yerlərinin də təbii artımı əsaslı rol oynamışdır. Kəndlə müqayisədə şəhər yerlərinin təbii artım göstəriciləri nisbətən aşağı olsa da və heç vaxt ümumi təbii artımın 50%-ni keçməsə də, onun payı əhəmiyyətli hesab edilməlidir. Belə ki, ümumi təbii artımın 1950-1960-cı illərdə 38%-i, 1960-1970-ci illərdə 38,5%-i, 1971-1980-ci illərdə 45,3%-i, 1981-1990-cı illərdə 47,3%-i, 1991-1995-ci illərdə 44,3%-i, 1996-2000-ci illərdə 38,3%-i, 2001-2005-ci illərdə 40,6%-i, 2006-2008-ci illərdə 45,5%-i şəhər yerlərinin payına düşmüşdür. Bu təbii artımın mütləq göstəricilərini 1-ci cədvəldə izləmək olar.

Azərbaycan Respublikasında məskunlaşmanın demoqrafik mənbəyinin əsasını təşkil edən təbii hərəkət əmsallarının gedişini isə 2-ci cədvəldəki rəqəmlərə görə izləmək olar. Doğumun, ölümün və təbii artımın ümumi əmsallarının gedişinin təhlili göstərir ki, istər şəhər, istərsə də kənd yerlərində təbii artım həmişə, əsasən, yüksək doğum hesabına formalaşmışdır. Ölüm halları 1950-1960-cı illərdə nisbətən çox olsa da, sonrakı dövrlərdə onun əmsalları cüzi dəyişmiş, təbii artımın formalaşmasına əsaslı təsir etməmişdir. Şəhər yerləri ilə müqayisədə kənd yerlərində həmişə təbii artım daha yüksək olmuşdur. Belə ki, 1950-1960-cı illərdə kənd yerlərində orta hesabla hər 1000 nəfərə düşən təbii artım şəhər yerlərindən 10,3 nəfər, 1961-1970-ci illərdə 13,0 nəfər, 1971-1980-ci illərdə 5,1 nəfər, 1981-1990-cı illərdə 4,9 nəfər, 1991-1995-ci illərdə 5,5

nəfər, 1996-2000-ci illərdə 5,3 nəfər, 2001-2005-ci illərdə 4,2 nəfər, 2006-2008-ci illərdə isə 2,9 nəfər çox olmuşdur. Cədvəl göstəricilərinin müqayisəsindən aydın olur ki, şəhər yerləri ilə kənd yerləri arasında mövcud olan fərq getdikcə azalmaqdadır. Bu da kənd yerlərində əhalinin sosial yetkinlik səviyyəsinin artması və iqtisadi çətinliklərin daha çox olması, müharibə, Ermənistanın 20%-dən çox ərazimizi işğal etməsi, sərhədyanı kəndlərin isə mütəmadi olaraq Ermənistan ordusunun hücumlarına məruz qalması, işsizlik, yanacaqla, elektrik enerjisi ilə zəif təminat və s. amillərlə izah oluna bilər.

Təbii artım göstəricilərinin (1-ci şəkil) illər üzrə gedişinin təhlili göstərir ki, ümumiyyətlə, keçən əsrin 90-cı illərinin ortalarından başlayaraq istər kənd, istərsə də şəhər yerlərinin təbii artımı aşağı düşmüş və indi də düşməkdə davam edir. Ona görə də, təsadüfi deyildir ki, ölkəmizdə demoqrafik prosesləri tənzimləmək üçün Azərbaycan Respublikası Prezidentinin 2003-cü il 24 noyabr tarixli 4 saylı fərmanı ilə "Azərbaycan Respublikasında demoqrafiya və əhali sakinliyinin inkişafı sahəsində Dövlət Proqramı" qəbul edilmişdir. Demoqrafiya sahəsində dövlət siyasətinin əsas məqsədi demoqrafik proseslərdə yaranmış neqativ meylləri aradan qaldırmaqla, ölkənin inkişaf strategiyasına uyğun gələn əhalinin kəmiyyət və keyfiyyət artımını təmin etməkdir.

1-ci cədvəl

Doğulanlar, ölənlər və təbii artım (nəfər)

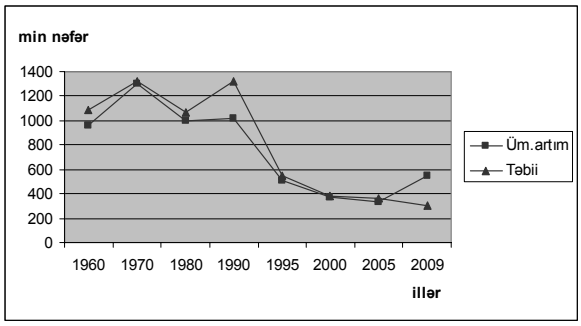
İllər	Doğulanların sayı			Ölənlərin sayı			Təbii artım		
	Bütün əhali	Şəhər əhalisi	Kənd əhalisi	Bütün əhali	Şəhər əhalisi	Kənd əhalisi	Bütün əhali	Şəhər əhalisi	Şəhər əhalisi
1950-1960	1385729	565175	820554	297678	148435	149243	1088051	416740	671311
1961-1970	1639684	664179	975505	316241	154906	161335	1323443	509273	814170
1971-1980	1454410	677429	776981	383123	192473	190650	1071287	484956	586331
1981-1990	1765904	856242	909662	443650	231300	212350	1322254	624942	697312
1991-1995	849411	395084	454327	254475	131281	123194	594936	263803	331133
1996-2000	619828	265571	354257	234499	118437	116062	385329	147134	238195
2001-2005	608048	273854	334194	242337	125200	117137	365711	148654	217057
2006-2008	452995	217566	235429	158613	83560	75053	294382	134006	160376

Cədvəl "Azərbaycanın əhalisi", 2009, DSK, Bakı, səh.24 məlumatları əsasında tərtib olunmuşdur.

2-ci cədvəl

Azərbaycanda doğumun, ölümün və təbii artımın orta ümumi əmsalları

İllər	Əhalinin hər 1000 nəfərinə								
	Doğulanların sayı			Ölənlərin sayı			Təbii artım		
	Bütün əhali	Şəhər əhalisi	Kənd əhalisi	Bütün əhali	Şəhər əhalisi	Kənd əhalisi	Bütün əhali	Şəhər əhalisi	Kənd əhalisi
1950-1960	37,67	32,2	41,6	8,1	8,6	7,7	29,0	23,6	33,9
1961-1970	35,8	29,2	42,3	6,8	6,8	6,9	29,0	22,4	35,4
1971-1980	25,4	22,7	28,3	6,7	6,4	6,9	18,7	16,3	21,4
1981-1990	26,4	24,0	29,2	6,6	6,5	6,8	19,6	17,5	22,4
1991-1995	23,1	20,4	26,2	6,9	6,7	7,1	16,2	13,6	19,1
1996-2000	15,9	13,3	18,8	6,0	5,9	6,1	9,9	7,3	12,6
2001-2005	15,8	13,8	17,8	6,1	6,2	6,0	9,7	7,6	11,8
2006-2008	17,9	16,6	19,2	6,2	6,4	6,1	11,7	10,2	13,1



1-ci şəkil. Azərbaycan Respublikasında əhalinin ilin əvvəlinə olan təbii artımları

Bu məqsəddən irəli gələn əsas dövlət vəzifələri aşağıdakılardır:

– əhalinin kəmiyyət və keyfiyyət baxımından normal təkrar istehsalı üçün zəruri olan doğum səviyyəsini təmin edə biləcək hərtərəfli şəraitin yaradılması;

– ölüm səviyyəsinin azaldılması, əhalinin sağlamlığının və həyat şəraitinin yaxşılaşdırılması hesabına orta ömür müddətinin uzadılması;

– nikah və boşanma proseslərinin bütünlükdə cəmiyyətin və ayrılıqda hər bir ailənin mənafeyinə uyğun tərzdə nizamlanması;

– ictimai tərəqqinin həm yaxın, həm də uzaq gələcək üçün perspektivləri nəzərə alınmaqla miqrasiya proseslərinin tənzimlənməsi;

– respublikanin sosial-iqtisadi, siyasi və demoqrafik mənafelərini rəhbər tutaraq ölkə ərazisində, o cümlədən sərhəd rayonlarında və işğal edilmiş rayonlarda əhalinin məskunlaşmasının yaxşılaşdırılması və demoqrafik potensialının artırılması üçün şəraitin yaradılması;

– ailə institutunun mənəvi-əxlaqi dəyərlərinin təbliği və müdafiəsi, sağlam həyat tərzinin formalaşmasının normalara uyğun tənzimlənməsi.

Əhalinin məskunlaşmasının əsas demoqrafik mənbəyi təbii artım olsa da, kənd yerləri ilə şəhər yerləri arasında müəyyən fərqlər də mövcud olmuşdur. Belə ki, kənd yerlərində əhalinin məskunlaşmasında, müxtəlif səviyyəli əhali sıxlığı areallarının yaranmasında əsas mənbə təbii artım olsa da, şəhər yerlərində, xüsusilə də orta, böyük və iri şəhərlərdə bu prosesdə həm təbii, həm də miqrasiya artımı əhəmiyyətli rol oynamışdır. Bununla belə, ümumiyyətlə, bütün respublika üzrə məskunlaşmanın əsas demoqrafik mənbəyi təbii artım olmuş, hətta onun əhəmiyyətli hissəsi ölkədən kənara miqrasiya etmişdir. Belə ki, 1950-1960-cı illərdə ümumi təbii artımın 131,3 min nəfəri və ya 12,1%-i, 1960-1970-ci illərdə 22 min nəfəri və ya 1,7%-i, 1070-1980-ci illərdə 74,1 min nəfəri və ya 6,9%-i, 1980-1990-cı illərdə 304,7 min nəfəri və ya 23,0%-i, 1990-1995-ci illərdə 83,3 min nəfəri və ya 14%-i, 1995-2000-ci illərdə 12,3 min nəfəri və ya 3,2%-i, 2000-2005-ci illərdə 34,7 min nəfəri və ya 9,5%-i ölkədən kənara getmişdir. Ümumiyyətlə, 1950-2000-ci illəri əhatə edən XX əsrin ikinci yarısında 627,7 min nəfər və ya ümumi təbii artımın 10,4%-i qədər əhali Azərbaycan Respublikasından başqa ölkələrə və ya regionlara getmişdir.

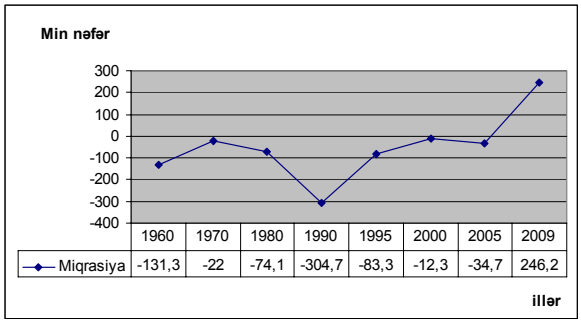
Müxtəlif dövrlərdə təbii artım hesabına formalaşan əhalinin müəyyən hissəsinin müxtəlif miqdarda kənar ərazilərə miqrasiyası əhalinin sosial-iqtisadi həyat şəraiti, ictimai-siyasi ab-hava, hərbi durum və s. ilə əlaqədar olmuşdur. Bu prosesə daha çox isə artan işçi qüvvəsinin sayına və tərkibinə uyğun iş yerlərinin olmaması və çatışmaması səbəb olmuşdur.

Əgər 2005-ci ilə kimi Azərbaycan Respublikası üçün təbii artımın müəyyən hissəsinin ölkədən kənara çıxması əhalinin təbii təkrar artımı, yaş-cins tərkibinin pozulması, əmək ehtiyatlarının çatışmaması, demoqrafik qocalma və s. kimi neqativ hallarla müşayiət olunurdusa və ümumdövlət mənafeyi baxımından yaxşı deyildisə, ölkənin bir sıra regionları, xüsusilə də sərhəd rayonları üçün bu, çox təhlükəli meyil idi. Onu da qeyd etmək lazımdır ki, sərhəd və dağlıq rayonlardan orta respublika səviyyəsi ilə müqayisədə daha çox əhali kənarlara miqrasiya edirdi. Xüsusilə də Ermənistan ordusunun daim təcavüzü, tez-tez sərhəd kəndlərini atəşə tutması, təsərrüfatçılıq fəaliyyətinin təhlükəli olması, dağlıq rayonlarda isə sərt təbii şərait, iş yerlərinin məhdudluğu, yanacaq və enerji ilə xeyli zəif təminat və s. səbəbdən artan və mövcud demoqrafik potensialın əhəmiyyətli hissəsi bu yerləri tərk edirdi. Onlarla sayda kəndin əhalisi azalır, bəzi kənd yaşayış məntəqələri isə, ümumiyyətlə, boşalır, demoqrafik tərkibdə qocalma prosesi gedirdi. Əhalinin tərkibində yaşlı əhalinin payı artır, cavanların və uşaqların payı isə azalırdı. Ona görə də birinci növbədə sərhəd kəndlərin, rayonların demoqrafik potensialının yerlərdə qalmasına nail olmaq işlərinə başlandı. Güzəştli sosial-iqtisadi tədbirlər hesabına əhalinin yerlərdə saxlanılmasına nail olundu. Məsələn, müxtəlif vergilərdən azad olunma, uzunmüddətli güzəştli kreditlərin verilməsi, yanacaq və elektriklə təminatın nisbətən ucuz və davamlı olması, yeni əməktutumlu iş yerlərinin yaradılması və s. bu yönümlü tədbirlərdir.

3-cü cədvəl

Azərbaycan Respublikasında əhalinin təbii və miqrasiya artımları (azalmaları), min nəfər

İllər	Əhalinin sayı	Dövr ərzində ümumi artım	O cümlədən	
			Təbii	Miqrasiya
1950	2858,9			
1960	3815,7	956,8	1088,1	−131,3
1970	5117,1	1301,4	1323,4	−22,0
1980	6114,3	997,2	1071,3	−74,1
1990	7131,9	1017,6	1322,3	−304,7
1995	7643,5	511,6	594,9	−83,3
2000	8016,5	373,0	385,3	−12,3
2005	8347,5	331,0	365,7	−34,7
2009	8896,9	549,4	303,3	+246,2



2-ci şəkil. Azərbaycan Respublikasında əhalinin ilin əvvəlinə olan miqrasiya artımları

Artıq Azərbaycan Respublikası regionlarının sosial-iqtisadi inkişafının Dövlət Proqramının birinin (2004-2008-ci illər) həyata keçirilməsi, ikincinin (2009-2013-cü illər) isə icrasına başlanması, ölkə iqtisadiyyatının dinamik inkişafı və iqtisadi böhrana dünya ölkələri ilə müqayisədə zəif məruz qalması əhalinin miqrasiya balansının müsbətə doğru dəyişilməsinə səbəb oldu (2-ci şəkil). 2005-2009-cu illəri əhatə edən dövrdə bütün əvvəlki dövrlərlə müqayisədə ilk dəfə əhali sayının formalaşmasında müsbət miqrasiya balansı əhəmiyyətli rol oynamış oldu. 3-cü cədvəldən göründüyü kimi, bu göstərici müqayisə dövründə 246,2 min nəfər təşkil etdi. Bu, həm də 2003-cü ildə qəbul edilmiş, yuxarıda adı çəkilən Demoqrafiya sahəsində Dövlət siyasətinin həyata keçirilməsinin əməli nəticəsi idi.

Beləliklə, uzun müddət Azərbaycanda məskunlaşmanın demoqrafik bazasını həmişə təbii artım təşkil etmiş, hətta təbii artımın əhəmiyyətli hissəsi ölkədən kənara çıxmış, ölkədən kənar məskunlaşma areallarının formalaşmasında rol oynamışdır. Ölkənin urbanizasiyalaşmış ərazilərində isə bu prosesdə həm təbii, həm də mexaniki artım iştirak etmişdir. Kənd məskunlaşma sisteminin formalaşmasında isə yalnız nisbətən yüksək təbii artım rol oynamışdır. Son illərdə isə artıq bu prosesdə müsbət miqrasiya balansı da rol oynamağa başlamışdır.

ƏDƏBİYYAT

AZƏRBAYCANIN ƏHALİSİ. 1997, 2000. Bakı. DSK.

AZƏRBAYCAN RESPUBLIKASI ƏHALISİNİN 1999-cu il siyahiya alinmasinin yekunları. 1999. I, 565.

BUDAQOV, B.Ə. (redaksiyası altında). 1999. Azərbaycan Respublikasının konstruktiv coğrafiyası. Bakı. Elm. II, 246.

ƏYYUBOV, N.H. 2008. Azərbaycanda əhali məskunlaşmasının təkmilləşdirilməsinin iqtisadi-coğrafi problemləri. *AMEA Xəbərləri, Yer elmləri,* 1.

MEHRƏLİYEV, E.Q., ƏYYUBOV, N.H., SADIQOV, M.O. 1988. Azərbaycan SSR-də əhalinin məskunlaşması məsələləri. Bakı. 192.

Məqaləyə c.e.d. E.K.Əlizadə rəy vermişdir

© С.Г.Сафаров, 2011

К ВОПРОСУ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПАВОДКОВ И СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

С.Г.Сафаров

Национальный Департамент по Гидрометеорологии
Министерства Экологии и Природных Ресурсов Азербайджанской Республики

AZ1154, Баку, просп. Г.Алиева, 50
E-mail: safarov53@mail.ru

В статье рассматриваются основные принципы радиолокационной оценки атмосферных осадков, выпавших на водосборы паводкоопасных и селеопасных рек. На их основе с учетом характеристик водосборов и особенностей динамики развития грозоградовых процессов предлагаются новые способы краткосрочного прогнозирования таких явлений. Для этой цели предлагаются новые полуэмпирические формулы для оценки максимального расхода ожидаемого паводка, а также для прогнозирования вероятности возникновения селевых потоков.

Введение

На территории Азербайджана селевые явления в основном имеют ливневый генезис, поэтому их прогноз непосредственно связан с прогнозом обильных осадков. Однако традиционные методы прогноза обильных осадков в большинстве случаев исходят из особенностей макромасштабной циркуляции и термодинамического состояния атмосферы, которые в основном носят фоновый характер, не учитывая при этом орографические особенности и характер подстилающей поверхности. Известно, что орографические неоднородности в течение довольно короткого времени могут кардинально изменить термодинамическое состояние атмосферы и вертикальную структуру приземного ветра, что в конечном итоге может привести к искажению составленных прогнозов. Также не учитываются тип и региональные особенности грозоградовых процессов. Если учесть, что на территории Азербайджана опасные явления ливневого происхождения в основном наблюдаются в горных и предгорных местностях, которые характеризуются наличием сложной подстилающей поверхности, то такие методы не позволяют надежно прогнозировать эти явления с указанием их места и времени возникновения.

В последние годы при прогнозировании атмосферных процессов над сложной подстилающей поверхностью широко применяются различные гидродинамические и физико-статистические модели, из которых наиболее известной считается мезо-масштабная модель ММ-5 (*Mesoscale Model 5*). Подобные модели достаточно полно отражают влияние различных факторов на движение воздуха в атмосфере над сложной подстилающей поверхностью, но при расчетах с высоким пространственным разрешением требуют наличия мощных ЭВМ, и, кроме того, время реализации даже одного варианта с помощью этих моделей велико. В условиях сложной подстилающей поверхности даже мелкие особенности рельефа оказывают значительное влияние на атмосферные процессы, и использование сеток, позволяющих получить высокое разрешение, затрудняет проведение больших серий расчетов.

Таким образом, полный учет всех факторов, влияющих на атмосферные процессы и решение соответствующих уравнений, описывающих их, в настоящее время затруднительно даже с использованием современных вычислительных систем. Поэтому несомненный интерес представляют более простые и приемлемые методы исследования этих процессов, которые обеспечивали бы получение практически важных результатов, позволяющих разработать более надежные методы прогнозирования грозоградовых процессов и связанных с ними паводковых и селевых явлений.

Методика исследования

С целью выявления факторов, влияющих на формирование селевых потоков и паводков, необходимо использование дистанционных методов и технологий наблюдения, которые позволили бы на больших расстояниях, в любое время и в любую погоду следить за накоплением обильных осадков на территории водосборов рек, порождающих паводки и селевые потоки. Современные автоматизированные системы управления радиолокационных наблюдений (АСУ-МРЛ) могут с успехом справляться с этой задачей.

Радиолокационное измерение интенсивности осадков основывается на их зависимости от значения радиолокационной отражаемости. Однако для различных видов осадков (дождь, град, смешанные осадки) эти зависимости имеют разные виды. Если учитывать, что в реальных ситуациях осадки, вызывающие паводки и селевые потоки, обычно являются смешанными, их интенсивность можно рассчитать по алгоритму (Абшаев и др., 2008):

$$\lg I_{\Sigma} = \begin{cases} \lg I_{Ä} \;\; ïðè \;\; Z_{10} < 45 \;\; dbz, \\ (1-k)\lg I_{Ä} + k \lg I_{Ã} \\ ïðè \;\; 45 \le Z_{10} \le 65 \;\; dbz, \\ \lg I_{Ã} \;\; ïðè \;\; Z_{10} > 65 \;\; dbz \end{cases} \qquad (1)$$

где Z_{10} – радиолокационная отражаемость при длине волны 10 см, I_{Σ} – интенсивность смешанных осадков, $I_{Д}$ – интенсивность дождевых осадков, $I_{Г}$ – интенсивность градовых осадков, эмпирический коэффициент $к = 0{,}04Z_{10} - 1{,}7$.

Как видно из (1), вклад градовых осадков увеличивается с увеличением радиолокационной отражаемости. При $Z_{10} > 45$ dbz вероятность градовых осадков ничтожно мала, при $45 < Z_{10} < 65$ dbz она увеличивается. При $Z_{10} > 65$ dbz градовые осадки вносят основной вклад.

При использовании АСУ-МРЛ слой выпавших осадков измеряется по алгоритму:

$$J = \sum_{i=1}^{N} \dot{I}_i \Delta t_i \qquad (2)$$

где I_i – интенсивность осадков в i-ом промежутке времени; Δt_i – интервалы между циклами радиолокационного обзора, равные для автоматизированного МРЛ-5 3,5 мин.; N – число радиолокационных циклов обзора пространства. Алгоритмы (1) и (2) введены в подпрограмму АСУ-МРЛ для измерения интенсивности и количества осадков любого вида.

Суммирование значения J по площади водосбора паводкоопасного или же селеопасного очага обеспечивает получение количества осадков J_1, формирующего сток:

$$J_1 = \sum_{1}^{k} \sum_{1}^{j} J_{kj} S_{kj} \qquad (3)$$

где S_{kj} и J_{kj} – площадь и слой осадков в k-ом дискрете дальности и j-ом дискрете азимута водосбора селевого очага.

Результаты радиолокационного измерения наглядно отображаются на мониторе системы в виде картины распределения количества осадков на фоне карты местности, на которой указаны водосборы паводкоопасных и селеопасных рек (рис.).

Следует отметить, что в практической работе с АСУ-МРЛ удобно пользоваться средним слоем осадков, выпавшим на водосбор бассейна, который определяется отношением количества осадков, полученных из выражения (3), на площадь водосбора.

Радиолокационные наблюдения за облаками и осадками проводились на Акстафинском полигоне по активному воздействию на атмосферные процессы в радиусе 250 км с помощью АСУ-МРЛ, созданной на базе метеорадиолокатора МРЛ-5 с применением современного программно-технического комплекса. Эта система позволяет в реальном масштабе времени в любой точке пространства оперативно измерять интенсивность, количество и другие характеристики выпадающих осадков, также обеспечивает получение наиболее полных данных о наличии, местоположении, направлении и скорости смещения ливневых очагов.

Результаты исследования

Анализ данных многолетних радиолокационных наблюдений показал, что в случае с ливневыми паводками, ожидаемый его максимальный расход может оцениваться в зависимости от степени превышения среднего

слоя осадков над его пороговым значением

$$Q = Q_0 \frac{J}{J_0} e^{-\beta t}, \qquad (4)$$

где Q – прогнозируемый максимальный расход паводка, Q_0 – максимальный расход паводка при пороговом значении слоя осадков, J – средний слой осадков, выпавший на водосбор за текущий и предыдущие дни и рассчитываемый с помощью АСУ-МРЛ (Сафаров и Сафаров, 2008), J_0 – минимальный (пороговый) слой осадков, при котором может формироваться паводок, β – коэффициент, зависящий от характеристик водосбора (площадь, средний уклон и т.д.), t – продолжительность осадков.

В зависимости от ряда физико-географических, геологических, орографических и др. факторов значения Q_0 , J_0 и β в общем различны для разных водосборов и могут определяться по данным многолетних радиолокационных наблюдений. Если учитывать, что для конкретного водосбора значение Q_0/J_0 практически не меняется, то выражение (4) можно записать в следующем виде:

$$Q = CJe^{-\beta t}, \qquad (5)$$

где $C = Q_0/J_0$. Как видно из (5), ожидаемое значение максимального расхода паводка с увеличением среднего слоя осадков растет, а с увеличением продолжительности осадков уменьшается (при одном и том же количестве осадков).

Следует отметить, что формула (5) является полуэмпирической и приближенной. Она может быть уточнена с увеличением объема статистических данных радиолокационных и гидрологических наблюдений за паводками. При проверке данной формулы основной сложностью является измерение фактического значения максимального расхода паводка. Дело в том, что для большинства горных рек Большого и Малого Кавказа гидрологические наблюдения или не проводятся или же точное измерение максимального расхода паводка связано с различными трудностями. Однако, несмотря на эти трудности, радиолокационное измерение слоя осадков на водосборах позволяет с большой оправдываемостью прогнозировать ожидаемые паводки.

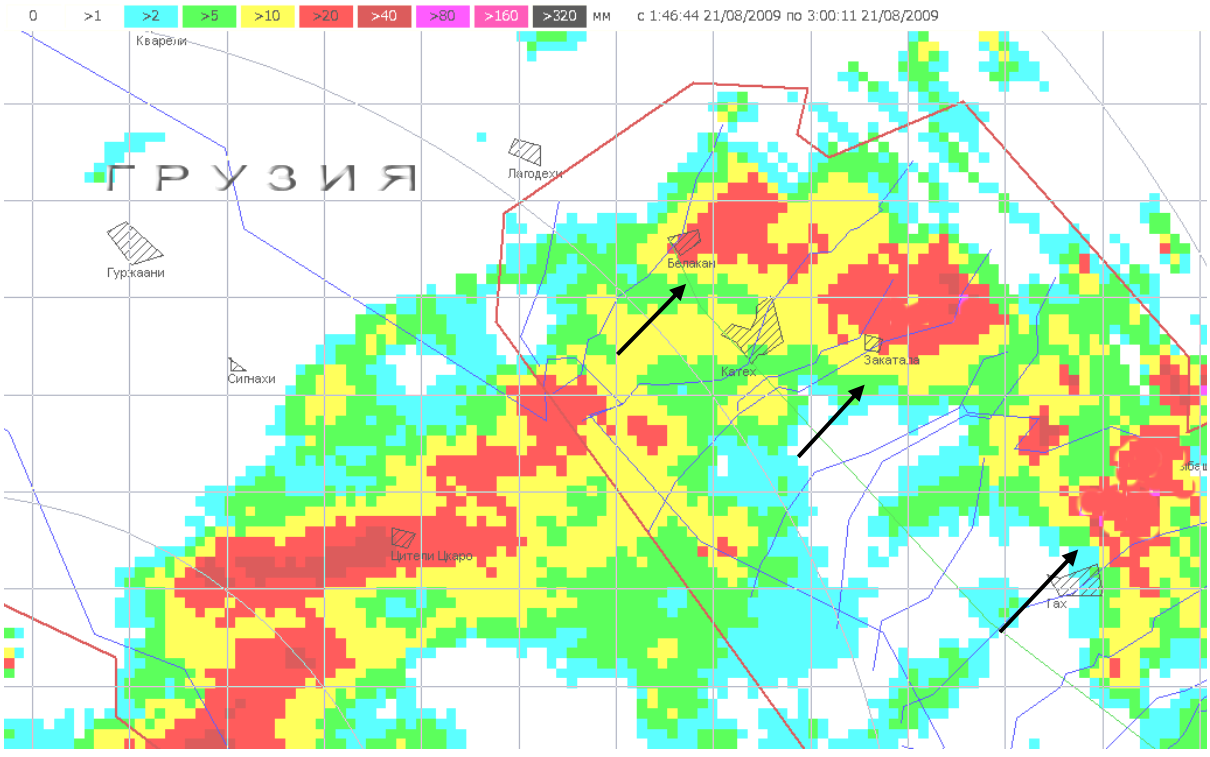


Рис. Радиолокационная картина распределения количества атмосферных осадков в зоне паводков и селевых потоков в ночь с 20 по 21 августа 2009 года

→ – *направление перемещения зоны осадков*

Радиолокационная оценка количества осадков также позволяет прогнозировать селевые явления ливневого происхождения со значительной заблаговременностью.

Анализ многолетних данных показывает, что на южном склоне Большого Кавказа наиболее мощные селевые потоки наблюдаются в июле-августе, когда длительный период без осадков способствует образованию достаточного количества рыхлообломочного материала, необходимого для формирования мощных структурных селевых потоков. Таким образом, в отличие от обычных паводков, наиболее мощные структурные селевые потоки в основном формируются в результате выпадения обильных ливневых осадков после длительного периода без осадков.

Как уже показано в (Сафаров, 2006), мощные селевые потоки формируются при определенном взаимном расположении вектора скорости зоны осадков и направления течения селеопасной реки. Установлено, что за период 2001-2009 гг. на южном склоне Большого Кавказа фактически все структурные селевые потоки наблюдались тогда, когда мощные зоны ливневых осадков перемещались ориентировочно в направлении против течения реки, в сторону горного хребта. Интенсивные осадки в селевых очагах создают благоприятные условия для развития селеформирующих процессов. С другой стороны, в результате перемещения зоны осадков по бассейну реки снизу вверх интенсивные осадки приводят к сильному увлажнению почвы и горных пород в нижней и средней части бассейна реки, ослабляя их прочность, что создает условие для дополнительного подпитывания селя за счет осыпающихся и разрушаемых склонов долин (Будагов и Сафаров, 2008). Таким образом, взаимодействие водного потока с рыхлообломочным материалом в верхней части бассейна приводит к лавинному вовлечению твердого материала в поток и многократному увеличению его расходных характеристик и плотности. Если учитывать, что на южном склоне Большого Кавказа ориентация русла селеопасных рек в основном направлена с северо-востока на юго-запад, то надвигающийся с юго-запада ливневый очаг с повышенным водосодержанием, с большой вероятностью, может вызвать селевой поток.

Учитывая вышеизложенное и результаты анализа материалов многолетних (2001-2009 гг.) радиолокационных наблюдений за селевыми процессами, вероятность возникновения селевого потока можно выразить следующей формулой:

$$P = K_1 K_2 \left| \cos\alpha \right|, \qquad (6)$$

где α – угол между направлением перемещения ливневого очага и направлением течения реки, K_1 – коэффициент заполнения водосбора реки слоем ливневых осадков, превышающим 10 мм, K_2 – коэффициент заполнения селевого очага слоем осадков, превышающим 20 мм при $90^0 < \alpha < 180^0$ или же превышающим 40 мм при $0^0 < \alpha < 90^0$. Коэффициенты заполнения водосбора и селевого очага рассчитываются с помощью выражений:

$$K_1 = \frac{S_{10}}{S_B}, \quad K_2 = \frac{S_{20}}{S_C} \quad \text{ïðè} \quad 90^0 < \alpha < 180^0 \quad \text{или}$$

$$K_2 = \frac{S_{40}}{S_C} \quad \text{ïðè} \quad 0^0 < \alpha < 90^0,$$

где S_{10} – часть территории водосбора, покрытая слоем осадков, превышающим 10 мм, S_B – площадь водосбора, S_{20} или S_{40} – часть территории селевого очага, покрытая слоем осадков, превышающим 20 или 40 мм. Оба коэффициента рассчитываются по радиолокационной картине распределения количества осадков по территории (рис).

Следует отметить, что при радиолокационном наблюдении за атмосферными осадками в большинстве случаев возникает возможность прогнозировать селевые потоки с большей заблаговременностью, чем ливневые паводки. Дело в том, что в одном и то же русле скорость паводков и турбулентных потоков больше, чем структурных селевых потоков, так как с увеличением концентрации твердой массы в потоке его скорость уменьшается. С другой стороны, при формировании мощных структурных селевых потоков в результате образования частых заторов и запрудных озер средняя их скорость значительно сокращается. Образование заторов и запрудных озер, в свою очередь, также связано с наличием в селевой массе огромного количества крупнообломочного материала, деревьев и т.д. Из-за

уменьшения средней скорости селевой поток доходит до пункта прогноза с некоторым опозданием, что увеличивает заблаговременность радиолокационного прогноза этих явлений.

ЛИТЕРАТУРА

АБШАЕВ, М.Т., АБШАЕВ, А.М., ЛИЕВ, К.Б. 2008. Радиолокационный метод оповещения о ливневых паводках. *Доклады Всероссийской конференции по селям,* Издательство ЛКИ, Нальчик, Москва, 98-106.

БУДАГОВ, Б.А., САФАРОВ, С.Г. 2008. Селевые явления на южном склоне Большого Кавказа и гидрометеорологические факторы их формирования. *Известия РАН, серия географическая,* 2, 116-121.

САФАРОВ, С.Г. 2006. Влияние характера перемещения ливневых облаков на формирование селевых потоков. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 108-113.

САФАРОВ, С.Г., САФАРОВ, Э.С. 2009. Радиолокационный диагноз паводковой ситуации и прогноз селевых потоков ливневого генезиса. *Труды геогр. общества Азербайджана,* XIV, Баку, 404-409.

Рецензент: к.г.н. М.С.Гасанов

© A.Milan lak, R.M.Mamedov, 2011

A COMPARISON ACCURACY STUDY OF GPS PHOTOGRAMMETRIC BLOCK ADJUSTMENT AND INDEPENDENT MODEL APPROACH

A.Milan lak, R.M.Mamedov

a_milan@alborz.kntu.ac.ir, ramiz.mamedov@geo.ab.az

Ground control point data collection is one of the most expensive and time consuming phases of a photogrammetry based mapping projects. Nowadays, Global Positioning System (GPS) is broadening its role in photogrammetric activities and mobile mapping from reaping Ground Control Points (GCPs) and measuring image center coordinates to rotating elements of camera system. Recently, lots of researches have realized to evaluate and study of using GPS data and their combination with INS (Inertial Navigation System) data to decrease the number of GCPs, for large scale mapping.

In this paper, we evaluate and compare the results of GPS based Bundle Adjustment (BA) with Independent Model (IM) approach in Iran's 1:25000 scale maps blocks adjustment. The results demonstrate the sufficiency of the estimated accuracies for this scale.

1. Introduction

In photogrammetric mapping process, for orientation of photogrammetric models, we need either to know the external orientation parameters of camera at an acceptable accuracy level or to have sufficient number of ground control points. Ground control point collection has high cost and takes time in photogrammetric mapping projects. Therefore, the photogrammetrists look forward the ways to reduce the map production costs using new technologic possibilities and analytical approach. The utilization of global positioning system in photogrammetric mapping began almost from the inception of GPS technology. Initially, GPS was used to obtain ground control point coordinates for aerotriangulation. It may grantee the lower costs, shorter time, less labor exigency, higher quality and more reliable data than conventional methods in Photogrammetry. GPS gives photogrammetrists the opportunity to minimize the amount of ground control points needed for a needed accuracy level. Airborne GPS is used to measure the position of the camera at a given instant of exposure. It gives the (X, Y, Z) coordinates of projective center. GPS data can also be used to derive the angles parameter of exterior orientation. Unfortunately, the derived angular relationships only have a precision of about 1' of arc, while photogrammetrists need to obtain these values to better than 10" of arc. To measure the position of the camera center, during flight, two *Dual Frequency GPS* receivers are commonly employed. One is placed over a well known ground station and the other is mounted on the aircraft. Then, the carrier phase/code data are generally collected by both receivers with a sampling rate of 0.5 or 1 second and for integer ambiguity resolution, On The Fly (OTF) technique is used (Salsig and Grissim, 1995; Corbett and Short, 1995; Bains, 1995; Merchant 1992). Lapine (1995) in National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) aerial mapping projects utilized airborne GPS because of efficiencies in reduction the amount of needed ground control points. The origination of the paper is as the fallow: in the first phase we present the methods of Antenna Placement. Then Flight Planning using Airborne GPS is discussed. In third section, we explain the architecture of triangulation in GPS based photogrammetry. The experimental results are presented in next section. Finally, the evaluation and conclusion are addressed.

2. Antenna Placement

The position of the antenna on the aircraft should be precisely measured. Although any point on the topside of the plane could be considered, two locations are more convenient. The first is on the fuselage and behind the cabin, directly above the camera, and the second one is the top of the vertical airplane tail. By our experience, in the experimental mission done by Iranian National Cartographic Center (NCC), the best place for the antenna placement is the direction of optical axis. The offset between the GPS antenna and the perspective center must then be measured accurately. Table I illustrates the measurements of the offset distance obtained by setting up of a micro geodesic network, (see Figure. 1).

Table I

The results of offset measurements

d_x(m)	d_y(m)	d_z(m)	σ_x	σ_y	σ_z
-0.010	0.0096	1.485	0.0005	0.0003	0.0008

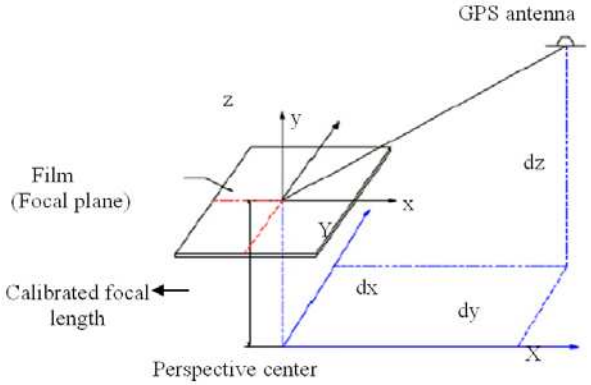


Figure 1. The GPS offset illustration

It is worth mentioning that measurements accuracies of lengths are done by 2 mm, heights by 1 mm and angles by 7 seconds.

3. Flight Planning for Airborne GPS

When planning for an airborne GPS project, special consideration must be taken into account for the addition of the GPS receivers that will be used to record the location of the camera. The first issue is the form of initialization of the receiver to fix the integer ambiguities. Next, when planning the flight lines, the potential loss of lock on the satellites has to be accounted for. Depending on the location of the airborne receiver, wide banking turns by the pilot may result is a loss of the GPS signal. Banking angles of 25° or less are recommended which results in longer flight lines (Abdullah et al., 2000).

The location of the base receiver must also be considered during the planning. Will it be at the airport or near the job site? The longer the distance between the base receiver and the rover on the plane the more uncertain will be the positioning results. It is assumed that the relative positioning of the rover will be based upon similar atmospheric conditions. The longer the distance, the less this assumption is valid. Deploying at the site requires additional manpower to deploy the receiver and assurances that the person who is occupying the base is collecting data when the rover is collecting the same data.

When planning, try to find those times when the satellite coverage consists of 6 or more satellites with minimum change in coverage (Abdullah et al., 2000). Also plan for a PDOP that is less than 3 to ensure optimal geometry. Additionally, one might have to arrive at a compromise between favorable sun angle and favorable satellite availability.

Make sure that the GPS receiver has enough memory to store the satellite data. This is particularly true when a static initialization is performed and satellite data is collected from the airport. There may also be some consideration on the amount of side lap and overlap when the camera is locked down during the flight. This will be important when a combined GPS-INS system is used. The limitations attributed to the loss of lock on the satellite places additional demands on proper planning. These problems can be alleviated to some degree if additional drift parameters are used in the photogrammetric block adjustment.

4. Architecture of triangulation in GPS photogrammetry

Because of the rectangular shape of the most photogrammetric blocks, there are 3 type of architectures as below (see Figure.3):

a) Only one full ground control point at each corner

b) One full control point in the corners and a chain of height control point in each side of block

c) One full control point in the corners, one height control point and also two cross line of flight on each side

In the presence project, all of above configurations are planed and evaluated in experimental tests.

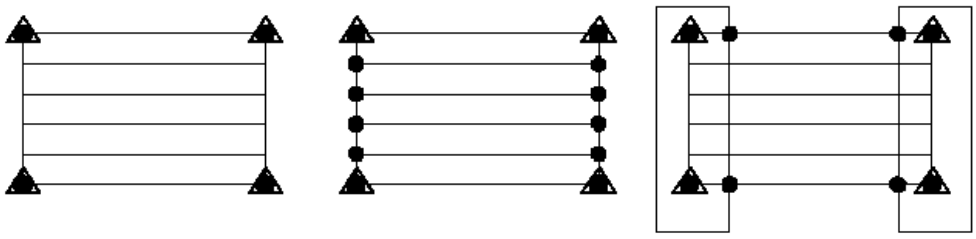
5. Experimental results

An imagery mission was maintained based on above planning and GCPs configuration. Table II presents the characteristics of this mission.

Then using a *DSR14 analytical plotter*, the photographic control points were measured by 10μm accuracy. In other hand, using GPS receivers in static mode, the ground control points were collected by 10 cm accuracy, and the projection centers were measured by 20 cm of accuracy for (x, y, z). Then, BA is applied using an analytical

program coded by Visual C+ language. The IM also is applied using the *Paradeyes*, which is a photogrammetric program provide by NCC.

The figure 5a and 5b show the results of IM calculation for altimetric and planimetric points. The total number of GCP's used in this test was about 300 point. For IM the maximum error for height control points is about 2.5 m, and for planimetric control points the maximum error is about 1.5 m for x-coordinates and about 1.3 m for y-coordinates.



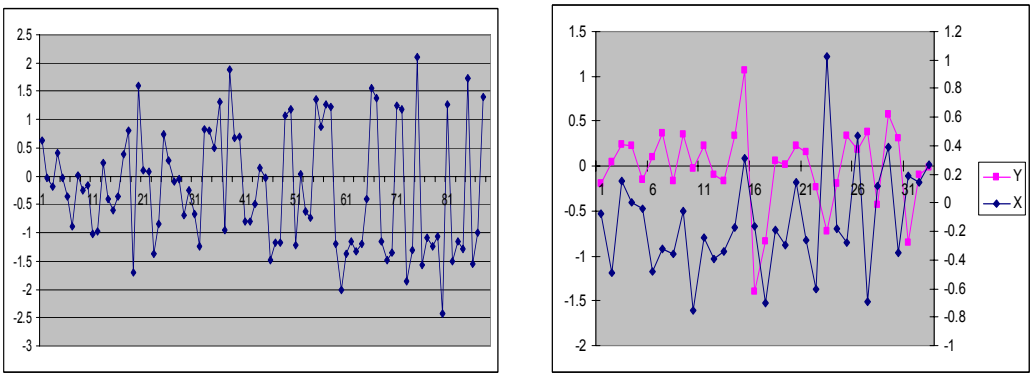
(a) (b) (c)

Figure 3. Three cases of ground control point configuration

Table II

Presents the characteristics of this mission

Area: part of block 22 of Saeendez	Photo Scale: 1:40000
Flight Direction: East- West	Forward Overlap: 60% minimum
Side-lap: 30%	Focal Length: 153.24
Format: 230 x 230 mm	Camera: Wild RC 20
Exposures per Strip: 33	Sun Angle: 30° minimum
Cloud Cover: None	GDOP: #4
Flying Height: 6100 meter	Number of strips: 9



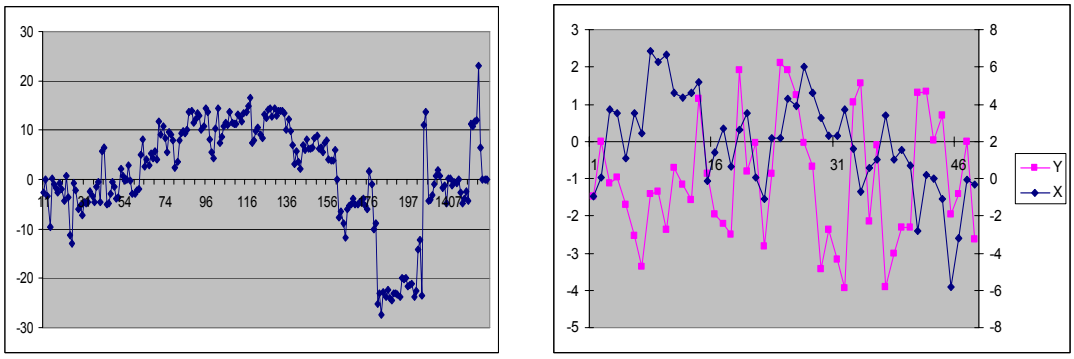
(a) (b)

Figure 5. Results of IM adjustments for altimetric (a) and planimetric (b) control points

In a second, more than 280 check points were used to calculate the RMS error of BA concerning to configuration case (a). The figures 6a and 6b illustrate these results. The maximum error, in this test, for altimetric points is about 27 m and for planimetric points is about 4 m for x and 6.88m for y coordinates.

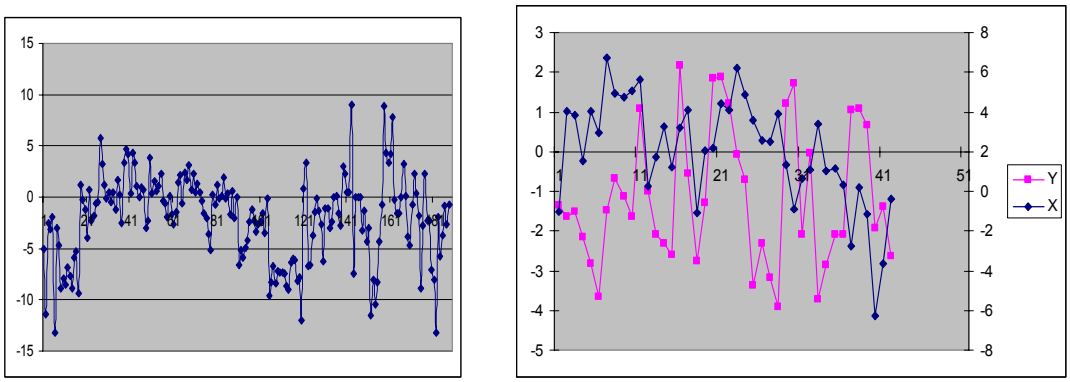
For configuration case of (b) the similar calculations were realized using about 250 check points. In this case the maximum error for altimetric check points is about 14 m and for planimetric check points is about 4 m for x and 6.88 m for y coordinates. Figure 7a and 7b presents these results.

The final test is concerning the configuration case c. More than 270 check points were used to calculate the RMS errors using BA. The maximum error for altimetric check points is about 7m and for planimetric check points is about 3.5m for x and 6.5 m for y coordinates. Figure 8a and 8b show the results of this adjustment.



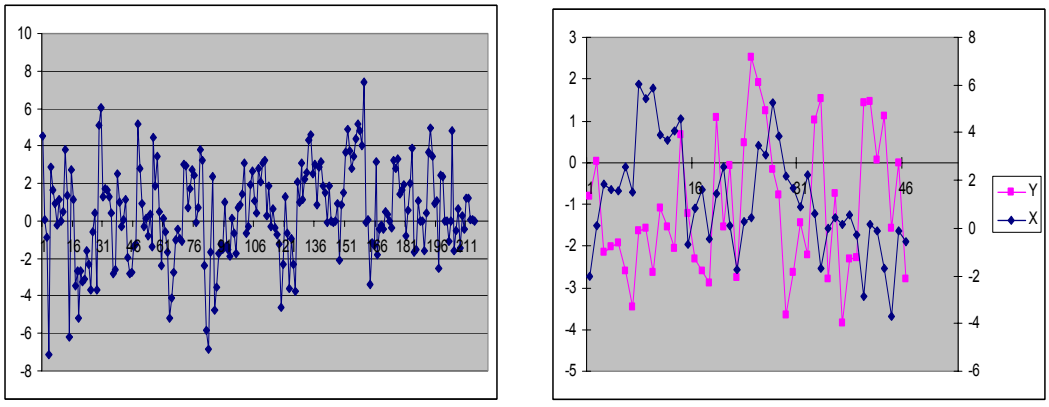
(a) (b)

Figure 6. Results of BA for altimetric (a) and planimetric (b) check point for case a



(a) (b)

Figure 7. Results of BA for altimetric (a) and planimetric (b) check point for case b



(a) (b)

Figure 8. Results of BA for altimetric (a) and planimetric (b) check point for case c

6. Evaluation and conclusion:

The results of Independent Model adjustment, naturally, are more reliable and accurate because it uses a lot of GCPs. Therefore it seems to be logic to consider these results as a basic reference to evaluate the results of GPS based Bundle Adjustments. The BA adjustments need too less GCPs, as objective of this research we need to evaluate the accuracy and reliability of BA. Table III presents a summary of the comparison results between all three BA cases and IM.

Table III

Presents a summary of the comparison results between all three BA cases and IM

Difference(IM-BA)	Max ΔX	Max ΔY	Max ΔZ	Mean ΔX	Mean ΔY	Mean ΔZ
IM-BA(case a)	4	4	17	2	2.5	4.5
IM-BA(case b)	4	4	10	2	2.5	3.5
IM-BA(case c)	4	4	5	2	2	2

As we can see, the configuration case of (c) seems more accurate. Case c needs one full control point in the corners, one height control point and also two cross line of flight on each side. Thus, regarding 1:25,000 scale standard accuracies, (3m for planimetric and 3.33m for altimetric accuracy), this case can be used in map production chains because of need to less number of GCPs and consequently less costs and labor activity. So using GPS BA, an estimation of 25% reduction may be generally achievable comparing the conventional approach.

REFERENCES

ABDULLAH, Q., HUSSAIN M. AND MUNJY R. 2000. Airborne GPS-Controlled Aerial-Triangulation: Theory & Practical Concepts. Workshop notes.

BAINS, H.S. 1995. Airborne GPS Performance on a Texas Project. *ACSM/ASPRS Annual Convention and Exposition Technical Papers*, 2, February 27 - March 2, 31-42.

CORBETT, S.J., SHORT. T.M. 1995. Development of an Airborne Positioning System. *Photogrammetric Record*, 15(85), 3-15.

GREJNER-BRZEZINSKA, D., TOTH, Ch., and YI, Yu. 2005. On Improving Navigation Accuracy of GPS/INS Systems. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 71, 4, 337-389.

LAPINE, L.A., 1991. Analytical Calibration of the Airborne Photogrammetric System Using A Priori Knowledge of the Exposure Station Obtained from Kinematic Global Positioning System Techniques. Department of Geodetic Science and Survey, Report 411, The Ohio State University, Columbus, OH,188.

MERCHANT, D.C. 1992. GPS-Controlled Aerial Photogrammetry/ *ASPRS/ACSM/RT92 Technical Papers*, 2, Washington, D.D., August 3-8, 76-85.

SALSIG, G., GRISSIM T. 1995. GPS in Aerial Mapping. *Proceedings of Trimble Surveying and Mapping Users Conference*, Santa Clara, CA, August 9-11, 48-53.

ГЕОГРАФИЯ

© Б.Д.Алескеров и др., 2011

КЛИМАТ И ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Б.Д.Алескеров, С.С. Велиев, Е.Н. Тагиева, Х.А. Алекперова, А.И. Алиев, У.Э. Халилова

Институт географии им. акад. Г.А.Алиева НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31

Климат абшеронского века в целом был более влажным и менее континентальным, чем сейчас. В абшеронском веке выделяются 3 этапа. 1 – ранняя эпоха раннего абшерона (1,8-1,6 млн. л.н.), происходит потепление, увеличение влажности и трансгрессия Каспийского моря. 2 – поздняя эпоха раннего и ранняя и средняя эпохи среднего абшерона (1,6-1, 0 млн. л.н.), происходит похолодание и аридизация климата и регрессия Каспийского моря, последняя в конце этапа чередуется с трансгрессиями. 3 – поздняя эпоха среднего и ранняя и поздняя эпохи позднего абшерона (1,0-0,73 млн. л.н.), происходит потепление климата и трансгрессия Каспия.

Возраст основных рубежей. В Каспийском регионе эоплейстоцену соответствует абшеронский век. Возраст его нижней границы сопоставляется с нижней границей палеомагнитного эпизода Олдувай, а верхней – с границей между палеомагнитными эпохами Матуяма и Брюнес. Они датируются 1,8 и 0,73 млн. л. н. В абшеронском веке выделяют раннюю, среднюю и позднюю эпохи, разделяемые палеомагнитными рубежами 1,3 и 0,9 млн. л.н. (Трубихин, 1987; Чумаков и др., 1992). В абшеронском ярусе по составу биоценозов моллюсковой фауны выделяется 7 горизонтов (Султанов, 1964).

Палеоклиматические реконструкции. Проведены по палинологически изученным разрезам отложений островов Обливной и Булла, скважины № 5 в акватории Бакинского архипелага (Исаева-Петрова,1972, 1973), Южного Каспия (Джаббарова, 1976), Азыхской пещеры (Величко и др., 1980), Нижнего Поволжья (Чигуряева, 1984), Западной Туркмении (Иванова, 1985), Кизляра (Блудорова и др., 1983). Также использовались листовые отпечатки из Мингячевира, Большого Дахна и Бождага (Баширов, 1967).

Почти во всех спорово-пыльцевых спектрах встречена пыльца *Pinus, Picea, Tsuga, Betula, Ulmaceae, Alnus, Elaeagnus, Salix, Morus*. Это указывает на то, что характерными растительными ассоциациями были аридные редколесья с участием сосны эльдарской и тугайные (из *Ulmaceae, Alnus, Elaeagnus, Salix, Morus*) леса в предгорьях и на равнинах, а березовые и чуть ниже темнохвойные (из ели и тсуги) леса в верхнем горном поясе господствовали на протяжении всего абшеронского века. Поэтому при характеристике отдельных эпох мы наличие этих типов растительности особо не отмечаем.

Вместе с тем в спорово-пыльцевых спектрах разреза имеются и существенные различия, что позволяло в каждом из них выделить по 4-6 палиногических зон или фаз. Их сопоставление между собой, а также с семью биоценозами моллюсковой фауны абшеронского яруса (Султанов, 1964) позволило нам установить в абшеронском веке 7 эпох изменения климата и уровня Каспия.

Нижний горизонт нижнего подъяруса абшерона (1,8-1,6 млн. л.н.). Характеризуется фазой I острова Булла и палинокомплексами Южного Каспия. В них господствует пыльца древесных пород, среди которых доминирует пыльца *Taxodiaceae*. Таксодиум ныне произрастает в Северной Америке (и

частично в Восточной Азии) вдоль рек и болот, что свидетельствует о наличии вдоль берегов Каспия аналогичных таксодиевых болотных лесов. Отсутствие пыльцы дуба и сравнительно большое количество пыльцы граба и орешника указывает на то, что в среднегорном поясе произрастали грабовые леса с примесью орешника.

Преобладание пыльцы тсуги над елью и увеличение содержания пыльцы термофильных растений и темнохвойных пород по сравнению с верхним акчагылом (Джаббарова, 1976) показывают, что климат был влажнее и теплее, чем в предыдущие и последующие эпохи. Восстановленные методом Шафера с использованием климатической карты Кеппена средние температуры января были около 5°С, июля – 25°С, а годовое количество осадков достигало 2000 м (Исаева-Петрова, 1973).

Биоценозы моллюсковой фауны свидетельствуют, что «на грани акчагыльского и абшеронского веков бассейн испытывал сильное опреснение. Собственно это опреснение началось еще во время верхнего акчагыла (на что указывает появление в верхнем акчагыле пресноводных форм *Dreissensia, Theodotus* и др.), но оно усилилось в нижнеабшеронское время, вследствие чего многие пресноводные речные и озерные формы постепенно стали обитателями самого Абшеронского озера-моря» (Султанов, 1964). Опреснение вод указывает на трансгрессию Каспия.

Верхний горизонт нижнего подъяруса абшерона (1,6-1,3 млн. л.н.). Характеризуется фазами II (нижняя часть) острова Булла и I скважины №5 и зонами «b» Азыхской пещеры и III Кизляра. Господство пыльцы травянистых, а внутри них – маревых, почти полное вытеснение тсуги елью, увеличение пыльцы *Betula, Ostrya, Carpinus* и уменьшение количества пыльцы пород, требовательных к теплу и влаге, говорит о похолодании и аридизации климата. Методом ареалограмм и климатограмм (по листовым отпечаткам нижнеабшеронских отложений Боздагского хребта) нами определено, что в нижне- и среднегорных поясах средние температуры января снизились до 0,7-5,8ºС, июля – до 19-23ºС, года – до 10-14ºС, а годовое количество осадков – до 1100-1400 мм. Регистрируемое по биоценозам моллюсковой фауны повышение солености Каспия до 2-3‰ (Султанов, 1964) свидетельствует о начале регрессии.

Нижний горизонт среднего подъяруса абшерона (1,3-1,15 млн. л.н.). Характеризуется фазой II (верхняя часть) в спорово-пыльцевых спектрах острова Булла и скважины №5 и зоной IV Кизляра. Состав палиноспектров отличается большим разнообразием. Появляется пыльца *Abies, Fagus, Quercus, Salix, Myrica, Rhus, Celtis,* увеличивается количество пыльцы березы и исчезает пыльца *Ostrya, Corylus*. Последнее обстоятельство наряду с появлением сумаха и каркаса указывает на продолжение аридизации, а увеличение количества пыльцы березы и появление пыльцы пихты и бука – на похолодание.

Одновременно зарождается собственно абшеронская фауна, а раковины ранее угнетенных форм моллюсков благодаря увеличению солености вод до 5-7‰ приобретают более крупные размеры и получают широкое распространение (Султанов, 1964). Последнее указывает на продолжение регрессии.

Средний горизонт среднего подъяруса абшерона (1,15-1,0 млн. л.н.). Характеризуется фазами III в палиноспектрах острова Булла и скважины №5, зонами «c» Азыхской пещеры и V Кизляра. В них отмечается резкое увеличение количества пыльцы древесных растений. Пыльца березы достигает своего максимума за весь абшеронский век, что указывает на максимально холодный (в абшеронском веке) климат. Увеличение количества пыльцы ели и представителей дубово-грабовых лесов, появление пыльцы *Corylus, Ostrya* и сокращение количества пыльцы травянистых, свидетельствуют о повышении влажности климата. Вместе с тем тот факт, что пыльца маревых продолжает господствовать над пыльцой разнотравья, говорит о том, что климат оставался достаточно сухим.

Л.С.Исаева-Петрова (1972) полагала, что «большая роль пыльцы древесных в общем составе спектров этой фазы явилась, по всей вероятности, результатом трансгрессии моря, приблизившей морской берег к горам и облегчившей тем самым транспортировку пыльцы горных растений. Основанием для такого предположения является изменение состава пыльцы травянистых растений: уменьшение содержания пыльцы маревых (т.е.

уменьшение площади прибрежных солончаков) и увеличение количества пыльцы разнотравья, представленного к тому же большим числом семейств».

К.М. Султанов (1964) обращает внимание на то, что вдоль южного склона Большого Кавказа во впадинах суглинки и конгломераты с наземной и пресноводной фауной, которые он относил к континентальным образованиям, чередуются с пачками морских глинистых осадков, в которых «нередко встречается биоценоз, характеризующий нормальную морскую среду». Это чередование, по его мнению, «несомненно, говорит о неоднократных колебательных движениях (трансгрессиях и регрессиях)».

Таким образом, в данную эпоху действительно, как полагала Л.С. Исаева-Петрова, происходила трансгрессия. Их было несколько, и они чередовались с регрессиями.

Верхний горизонт среднего подъяруса абшерона (1,0-0,9 млн. л.н.). Характеризуется фазами IV палиноспектров острова Булла и скважины №5 и зоной VI Кизляра. Содержание пыльцы и спор незначительно. Нами установлено (по листовой флоре из Мингячевира и Большого Дахна), что средние температуры января поднялись до 5-6ºС, июля – до 21-23ºС, года – до 13-14ºС, а годовое количество осадков уменьшилось до 900-1100 мм. Это свидетельствует о возвращении условий ранней эпохи среднего абшерона, то есть о потеплении и некотором уменьшении влажности.

Тогда же отмечается и гибель некоторых видов моллюсков из-за сильного опреснения (Али-Заде, 1973), что указывает на трансгрессию Каспия.

Нижний горизонт верхнего подъяруса абшерона (0,9-0,8 млн. л.н.). Характеризуется фазой V спорово-пыльцевых спектров скважины №5, зонами «d» Азыхской пещеры и VII-IX Кизляра.

В спектрах отмечается новое увеличение доли пыльцы древесных пород, а именно пыльцы *Betula, Alnus*, ели и тсуги, среди которых выделяется пыльца пород тугайных лесов, и сокращение пыльцы ксерофильных пород (*Rhus, Celtis*). По спектрам Азыхской пещеры фиксируется снижение высот горных поясов на 800-1000 м (Величко и др., 1980). Приведенные данные показывают, что происходило некоторое похолодание и увеличение влажности. По Л.С. Исаевой-Петровой (1972), трансгрессия Каспия продолжалась.

Однако К.М.Султанов (1964) отмечает, что переход к верхнему подъярусу абшеронского века характеризуется «уменьшением количества *Didacnomya, Corbicula fluminalis* и других групп; широкое развитие получают *Apscheronia propinqua* и различные виды рода *Hyrcania* и т.д.… Исчезновение в верхнем абшероне отдельных групп моллюсков среднего абшерона и развитие других, таких как *Hyrcania* (с многочисленными видами), на наш взгляд, является результатом осолонения бассейна в эту эпоху. Отсутствие *Corbicula fluminalis, Mull. Var. apscheronica Andrus* также подтверждает это мнение. Необходимо также отметить, что окончательное вымирание редкоребристых парапшероний при переходе к верхнему абшерону указывает на резкое изменение условий среды, в частности на осолонение бассейна». Осолонение же вод указывает на регрессию.

Верхний горизонт верхнего подъяруса абшерона (0,8-0,75 млн. л.н.). Характеризуется фазой VI палиноспектра скважины №5. В ней «сокращение роли пыльцы берез (означающее повышение нижней границы субальпийского пояса), значительное возрастание роли ели, большее участие в растительном покрове ореха, хмелеграба, появление кедра свидетельствуют не только об увлажнении, но и о значительном потеплении». А «обилие пыльцы маревых, отражающее расширение площадей прибрежных солончаков, должно быть расценено как указание на новую, третью, регрессивную стадию абшеронского морского бассейна» (Исаева-Петрова, 1972).

К такому же выводу приходит и К.М.Султанов (1964). Он пишет: «при переходе к верхнему горизонту происходит дальнейшее количественное уменьшение и исчезновение отдельных форм моллюсков. Так, например, если в нижнем горизонте преобладающими были виды рода *Hyrcania*, то в верхнем количество их уменьшается или они вовсе отсутствуют. Вместо гирканий в биоценозе верхнего абшерона главную роль играет сем. *Dreissensiidae, виды Pseudocatillus bakuanus и Monodacna rjoergen*, при этом количест-

во *Apscheronia propinqua* резко уменьшается. Определенно можно говорить об общем исчезновении многих видов моллюсков в конце верхнего Абшерона, которое сопровождается общей регрессией бассейна и тектоническими движениями…».

О причинах значительных изменений биоценозов моллюсков К.М. Султанов ничего не говорит. Но отмеченный им самим процесс вытеснения гирканий и апшероний дрейссенсиями и монодакнами указывает на опреснение. По К.М.Султанову, оно имело местный характер. Но опреснение охватило очень большую территорию – от района Ленгебиз до Алиджанчая вдоль северного борта Куринской впадины и Центральный Гобустан. Поэтому данный процесс опреснения отражает трансгрессию всего Каспия.

К.М.Султанов (1964) выявил еще одну закономерность: «Обнаруживается, что с удалением в западном направлении количество *Cleddiniola subvarialilis* в верхних горизонтах Абшерона увеличивается. Следовательно, опреснение бассейна в пределах Азербайджана на западе способствовало развитию вышеуказанных форм». Этот процесс опреснения вод Каспия с востока на запад должен был привести к смене отложений с той или иной абшеронской фауной отложениями с чисто пресноводной фауной. И этот процесс происходит. К.М.Султанов указывает, что к западу от абшеронских отложений распространены «отложения с наземными и пресноводными формами *(Helix, Planorbis, Unio*)».

Увеличивающийся приток речных вод со временем полностью опреснил прибрежные воды Каспия. В результате абшеронская фауна вымерла, закончился абшеронский век и эоплейстоцен. Он сменился плейстоценом, а абшеронские осадки – плейстоценовыми тюркянскими пресноводными и «немыми» отложениями (о них ниже). Их никто к континентальным образованиям не относит. По нашему мнению, тот же подход должен быть применен и к пресноводным отложениям абшеронского времени.

Выводы. Климат абшеронского века в целом был более влажным и менее континентальным, чем сейчас. Повышенные температуры подтверждают и данные биогеохимических исследований, согласно которым в абшеронском веке среднегодовые температуры морской воды на мелководье составляли 17-18°С (Султанов, Исаев, 1982).

В абшеронском веке выделяются 3 этапа. Они хорошо сопоставляются с глобальными климатическими событиями (по Борзенковой, 1992; Зубакову, 1986,1990; Никифоровой, 1989; Величко, Фаустова, 1987):

1. Ранняя эпоха раннего абшерона (1,8-1,6 млн. л.н.). Этап перехода от акчагыла к абшерону. Происходит потепление, увеличение влажности и трансгрессия Каспийского моря. Соответствует заключительному, наиболее теплому интервалу тегеленского потепления, датируемому 1,8-1,6 млн. л.н.

2. Поздняя эпоха раннего и ранняя и средняя эпохи среднего абшерона (1,6-1,0 млн. л.н.). Происходит похолодание и аридизация климата и регрессия Каспийского моря, которая в конце этапа чередуется с трансгрессиями. Соответствует оледенению гюнц (эбуронменапское, небраска, преддонское), датируемому 1,6-1 млн. л.н.

3. Поздняя эпоха среднего и ранняя и поздняя эпохи позднего абшерона (1,0-0,73 млн. л.н.). Из 3 эпох в первую и последнюю отмечаются потепление климата и трансгрессия Каспия. В целом соответствует гюнц-миндельскому (кромерскому, ильинскому) межледниковью, которое датируется 1,0-0,7 млн. л.н. В среднюю эпоху (ранняя эпоха позднего абшерона, 0,9-0,8 млн.л.н.) фиксируется относительно кратковременное похолодание климата и регрессия Каспия. Им соответствует кратковременное похолодание (эльба, линге), выявляемое и внутри гюнц-миндельского межледниковья, которое некоторыми принимается за отдельное оледенение (Зубаков, 1986).

ЛИТЕРАТУРА

АЛИ-ЗАДЕ, А.А. 1973. Апшерон Азербайджана. Недра. Москва. 227.

БАШИРОВ, О.М. 1967. Ископаемая флора апшеронских отложений Бондагского хребта (Западный Азербайджан). Автореф. дисс…. канд. геогр. наук. Баку. 20.

БЛУДОРОВА, Е.А., ВАСИЛЬЕВ, Ю.М., ЖИДОВИНОВ, Н.Я. и др. 1983. Апшеронский век Восточно-Европейской равнины. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода,* 52, 3-17.

БОРЗЕНКОВА, И.И. 1992. Изменение климата в кайнозое. Гидрометеоиздат. Санкт-Петербург. 247с.

ВЕЛИЧКО, А.А., АНТОНОВА, Т.В., ЗЕЛИКСОН, Э.М. и др. 1980. Палеогеография стоянки Азых – древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР. *Изв. АН СССР, серия географическая*, 3, 20-35.

ВЕЛИЧКО, А.А., ФАУСТОВА, М.А. 1987. Восточно-Европейский регион. В кн.: *Четвертичные оледенения на территории СССР*, Наука, Москва, 14-42.

ДЖАБАРОВА, Х.С. 1976. Палинологическая характеристика верхнеплиоценовых отложений северо-западной части Азербайджана.В сб.: *Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана*. Баку.

ЗУБАКОВ, В.А. 1986. Глобальные климатические события плейстоцена. Гидрометеоиздат. Ленинград. 288.

ЗУБАКОВ, В.А. 1990.Глобальные климатические события неогена. Гидрометеоиздат. Ленинград, 223.

ИВАНОВА, Н.Г. 1985. Палинологическая характеристика апшеронских отложений Западной Туркмении. В сб.: *Палинология четвертичного периода.* Наука. Москва. 158-167.

ИСАЕВА-ПЕТРОВА, Л.С. 1972. Реконструкция вертикальной поясности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. В сб.: *Палинология плейстоцена*. Наука, Москва, 192-211.

ИСАЕВА-ПЕТРОВА, Л.С. 1973. Растительность Восточного Кавказа в апшеронское время. В сб.: *Палинология плейстоцена и плиоцена*. Наука, Москва, 141-145.

НИКИФОРОВА, К.В. 1989. Общепланетарные климатические колебания и их проявление на территории Северного полушария. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*, 58, 37-48.

СУЛТАНОВ, К.М. 1964. Апшеронский ярус Азербайджана. Азернешр. Баку. 303

СУЛТАНОВ, К.М., ИСАЕВ, С.А. 1982. Палеобиогеохимия моллюсков Азербайджана. Элм. Баку. 180.

ТРУБИХИН, В.М. 1987. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия. В кн.: *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. Наука, Москва, 150-157.

ЧИГУРЯЕВА, А.А. 1984. Характеристика флоры и растительности Апшерона по морским осадкам Каспия. В сб.: *Антропоген Евразии*. Наука, Москва, 150-152.

ЧУМАКОВ, И.С., БЫЗОВА, С.Л., ГАНЗЕЙ, С.С. 1992. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. Наука. Москва. 97.

Рецензент: д.г.н. Э.К.Ализаде