ГЕОМОРФОЛОГИЯ

№ 1 январь — март 1974

УДК 551.4.01

А. А. АСЕЕВ, В. В. БРОНГУЛЕЕВ, В. М. МУРАТОВ, Г. Н. ПШЕНИН

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕАКЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обсуждается возможность изостатических движений земной коры, возникающих в результате изменений поверхностной нагрузки, создаваемых экзогенными процессами: осадконакоплением во впадинах, денудацией на поднятиях. Рассматриваются примеры — впадина Аральского моря, Ферганская и Алайская впадины — и делается вывод о необходимости учитывать влияние экзогенных процессов на тектонические движения.

Принцип изостазии, т. е. стремление земной коры к архимедову равновесию, и приблизительное выполнение этого равновесия в среднем для большинства территорий земного шара — один из важнейших принципов тектоники,— получивший в последние десятилетия общее признание. Работами Е. Кариайнена (Kääriäinen, 1953) М. Е. Артемьева (1964, 1971), Е. В. Артюшкова (1967, 1969), М. Криттендена (Crittenden, 1963) и многих других исследователей была доказана изостатическая природа голоценовых движений Фенноскандии, Северной Канады и некоторых других районов. Анализ изостатических аномалий, в частности, построение карты изостатических аномалий для территории Советского Союза, также подтверждают близость земной коры к состоянию равновесия (Артемьев, 1969).

Считается, что изостазия ограничивает деятельность эндогенных сил, являясь как бы регулятором тектонических движений. Это положение, однако, справедливо только в тех случаях, когда рассматриваются антиизостатические силы. Если же, например, поднятие происходит за счет разуплотнения глубинных масс, лежащих выше уровня изостатической компенсации, т. е. сопровождается увеличением мощности земной коры или возникновением зоны пониженной плотности в литосфере, то такое поднятие по отношению к изостатическому равновесию будет нейтральным и ни в какой мере изостазией не будет лимитироваться. Поскольку же процессы изменения плотности внутри Земли играют в ее тектонической жизни весьма значительную роль, постольку и изостазия не является таким уж универсальным регулятором вертикальных тектонических движений, как об этом иногда говорится.

Более того, в некоторых случаях изостазия может оказаться механизмом, приводящим к значительному увеличению амплитуды вертикальных движений земной коры. Эту роль она может играть не сама по себе, а в сочетании с экзогенными процессами. Остановимся на этом более подробно.

Экзогенные процессы (осадконакопление и денудация), развиваясь на достаточно больших территориях, приводят к изменениям нагрузки на земную кору. Достигая значительной величины, эти изменения в соответствии с принципом изостазии должны вызывать вертикальные движения земной коры, которые привели бы к восстановлению равновесия. В большинстве случаев активизация экзогенных процессов является следствием тектонической деятельности (поднятие территории приводит к денудации, опускание — к осадконакоплению). Поэтому можно считать, что

первичный импульс движениям земной коры, как правило, дается эндогенными силами.

Можно говорить о двух типах тектонических движений: не нарушающих изостазию и нарушающих ее. Движения первого типа могут происходить, как уже отмечалось, при сжатии и разуплотнении глубинного вещества. При этом вне зависимости от амплитуды движений изостатическое равновесие не будет нарушаться. Однако активизирующиеся экзогенные процессы, срезая толщи пород на поднятиях или откладывая их во впадинах, будут нарушать равновесное состояние и приводить к изостатическим движениям земной коры, направленным так же, как и первичный тектонический импульс. Это вновь активизирует экзогенные процессы, что в свою очередь приведет к дальнейшему движению, так что полная амплитуда окажется в несколько раз большей, чем амплитуда первичного тектонического перемещения, вызванного собственно эндогенными процессами.

Полная амплитуда движений определяется по известным формулам изостатического равновесия (Магницкий, 1965).

Для денудации или континентальной аккумуляции

$$A = a\frac{\rho_м}{\rho_м - \rho_{ос}}, \qquad (1)$$

где A — полная амплитуда движения; a — эндогенная (чисто тектоническая) составляющая движения; $\rho_м$—плотность верхней мантии; $\rho_{ос}$—плотность эродируемых (при поднятии) или отлагающихся (при опускании) пород.

Для морской аккумуляции (при постоянном уровне моря и при условии, что нагрузка воды уже уравновешена):

$$A = a_1\frac{\rho_м - \rho_в}{\rho_м - \rho_{ос}}, \qquad (2)$$

где A — полная амплитуда движения, в которую входит и первоначальная глубина бассейна осадконакопления — a_1, $\rho_в$— плотность воды, остальные обозначения те же.

Движения второго типа, нарушающие изостазию, происходят под действием антиизостатических сил, например под напором глубинных мантийных течений. Амплитуда вертикального перемещения земной коры и прямо пропорциональная ей степень отклонения от изостатического равновесия будут определяться величиной антиизостатических сил, способных вызвать данное отклонение. Очевидно, что действие экзогенных процессов в отличие от предыдущего случая будет направлено на восстановление изостатического равновесия. Но если степень нарушения равновесия уменьшится, то антиизостатические силы вызовут дополнительное перемещение коры, чтобы восстановить прежнее, соответствующее им отклонение от равновесия.

Как и в предыдущем случае, полная амплитуда движения может быть определена по формулам (1) и (2). При этом $a(a_1)$ будет обозначать смещение земной коры, которое способны вызвать антизостатические силы без помощи экзогенных процессов.

Вообще, если известна величина дополнительной нагрузки, созданной экзогенными процессами, то (вне зависимости от характера тектонического режима данной территории) амплитуда изостатической составляющей движений земной коры может быть определена по формуле

$$H = \frac{P}{\rho_м}, \qquad (3)$$

где H — амплитуда изостатической составляющей (рис. 1), P — нагрузка (в $г/см^2$). Конечно, эта формула применима (так же как и формулы (1) и (2)), если величина нагрузки и время ее существования достаточно велики, чтобы изостатические движения вообще происходили (ниже об этом говорится подробнее).

Таким образом, мы видим, что экзогенные процессы могут действовать как нарушая изостатическое равновесие, так и восстанавливая его. В обоих случаях первичный тектонический импульс вызывает саморазвивающийся постепенно затухающий процесс движения земной коры. При

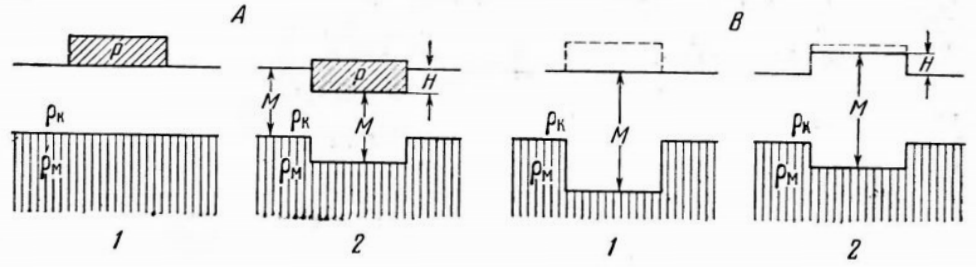

Рис. 1. Схема изостатических движений земной коры, поясняющая формулу (3)

A — положительная нагрузка (добавлена); *B* — отрицательная нагрузка (снята); *1* — приложена нагрузка *P*; *2* — нагрузка изостатически уравновешена. Условие изостазии (равенство давлений на уровне компенсации): $M\rho_к + H\rho_м = M\rho_к + P$. Отсюда и получаем (3)

этом экзогенные процессы обычно будут уменьшать амплитуды рельефа земной поверхности, создаваемые эндогенными силами, и, напротив, увеличивать амплитуды движений и соответственно глубинных структур земной коры.

Итак, в общем случае в создании крупных морфоструктур, так же как и крупных тектонических структур, определенную роль играют экзогенные процессы [1]. Например, если известна амплитуда прогибания заполненной осадками впадины, то, как легко убедиться с помощью формул (1) или (3), собственно эндогенные силы могли обусловить лишь часть ($^1/_3$—$^1/_4$) этого прогибания. Остальное обеспечили экзогенные процессы вместе с изостазией.

Выяснение этой изостатической составляющей движений представляет, на наш взгляд, большой интерес, позволяя более полно охарактеризовать связь экзогенных и эндогенных процессов. Кроме того, знание первично-тектонической составляющей движения, обусловленной активностью глубинных процессов, необходимо для выяснения физической природы этих процессов, для понимания механизмов вертикальных рельефообразующих движений земной коры.

Один из важнейших вопросов, встающих на пути изучения указанной проблемы,— вопрос о минимальных величинах изменения поверхностной нагрузки, необходимых для преодоления сопротивления земной коры и возможности ее изостатических движений. Известно, что изостатическое равновесие осуществляется не локально, а регионально и, кроме того, приблизительно. Чем больше блок земной коры, тем ближе он в среднем к состоянию равновесия. Минимальные размеры блоков литосферы, способных приспосабливаться к изменениям нагрузки, и минимальные величины самих нагрузок определяются главным образом прочностными свойствами литосферы. Различные теоретические оценки колеблются от 1 $кг/см^2$ (С. А. Ушаков, устное сообщение) до 10 $кг/см^2$ (Артюшков, 1967); если нагрузка приложена на территории диаметром несколько

[1] На данном этапе исследования мы не рассматриваем возможные изменения температуры и плотности в литосфере, вызываемые экозгенными процессами (Lindt, 1967; Scheidegger, O'Keefe, 1967, и др.), так как это чрезвычйно усложнило бы анализ конкретных примеров.

сотен километров и больше. Несколько более определенные данные получаются из анализа тех реальных случаев, когда известно, что та или иная нагрузка действительно вызвала изостатическую реакцию земной коры. Так, по данным М. Е. Артемьева (1971), для Фенноскандии диаметр областей, близких к состоянию равновесия, составлял ~ 100 *км*. Для Байкальской рифтовой зоны размер таких областей 40×100 *км*^{2} (Зорин, 1973). Исследования М. Криттендена в Скалистых горах показали, что территория, расположенная на месте плейстоценового оз. Бонневиль, испытала изостатическое поднятие в результате снятия нагрузки 15 *кг/см*^{2} на площади 150×300 *км*^{2}, причем изостазия восстановилась на 70—80%. Это означает, что нескомпенсированной осталась нагрузка 3—4 *кг/см*^{2} (Crittenden, 1963).

Указанные оценки дают возможность предполагать, что для возникновения изостатических движений достаточно изменения нагрузки в несколько *кг/см*^{2} на площади не менее 10 000 *км*^{2}. Меньшие площади потребуют бо́льших нагрузок, и наоборот. Естественно, эти цифры могут заметно меняться от места к месту в зависимости от степени литифицированности земной коры, глубинного строения территории, но получить более точные оценки пока не представляется возможным.

Другая важная задача — определение уже в конкретных условиях объема срезанных денудацией или отложенных пород, т. е. определение нагрузки на земную поверхность, возникшей в результате деятельности экзогенных процессов. Определение мощностей осадочных толщ в широком масштабе производится в последние годы с помощью все более развивающихся геофизических методов, и сопоставление поверхности того или иного опорного стратиграфического горизонта с современным рельефом не представляет принципиальных затруднений. Определение объема масс, удаленных денудацией, может проводиться на основе сопоставления современного рельефа с реконструированным рельефом поверхностей выравнивания или путем анализа коррелятных отложений.

В качестве примеров, иллюстрирующих эти положения, мы рассмотрели Ферганскую впадину, Алайскую долину, впадину Аральского моря.

Геологическое строение перечисленных объектов сходно в том, что все они являются крупными (более 10 тыс. *км*^{2}) замкнутыми или почти замкнутыми впадинами. Последнее обстоятельство обеспечивает почти полное сохранение в пределах впадин материала сноса с горных обрамлений и их водосборных бассейнов. Вынос материала из пределов данных впадин пренебрежимо мал и заключается лишь в твердом и химическом стоке рек Сырдарьи и Қызылсу (для Ферганской и Алайской впадин соответственно), в испарении, эоловом выносе и весьма проблематичной подземной фильтрации вод в сторону глубоких прогибов (для Арала).

Учитывая значительные расхождения различных исследователей (особенно геофизиков) в оценке мощностей молодых отложений в перечисленных впадинах, мы приняли за основу наиболее надежные данные (подтверждающиеся с небольшими отклонениями большинством авторов и частично проверенные бурением). При этом принимались минимальные оценки при большом расхождении крайних значений мощностей.

Ферганская впадина, согласно общепринятому мнению (Вялов, 1936; Симаков, 1957; Бабадаглы, Джумагулов, 1969), заложилась в начале мезозоя (триас — юра). Здесь рассматривается последний континентальный этап развития впадины, который начался в конце эоцена (сумсарское время — Геккер и др., 1962; Чедия, 1971). Эоценовые морские слои последней трансгрессии являются одним из основных нефтепроизводящих горизонтов Ферганской впадины (так называемый V пласт — Ходжаев, 1969) и к тому же обладают некоторыми специфическими геофизическими характеристиками, позволяющими легко выделять их при геофизических исследованиях (Ибрагимов, 1970; Пак и др., 1971;

Перельман, 1967; Ходжаев, 1969). Надэоценовые (олигоцен-миоценовые — массагетская серия, плиоцен-нижнечетвертичные — бактрийская серия, четвертичные) отложения представляют собой континентальные, преимущественно грубообломочные молассы (Вялов, 1936). Таким образом, по глубинам залегания кровли эоцена — опорного отражающего горизонта — можно определить объем и массу неоген-четвертичных моласс.

Оговоримся, что нами, как для удобства расчетов, так и с чисто структурной точки зрения, рассматривается лишь прогиб Центральной Ферганы, представляющий собой мегасинклиналь (или грабен, по И. И. Пе-

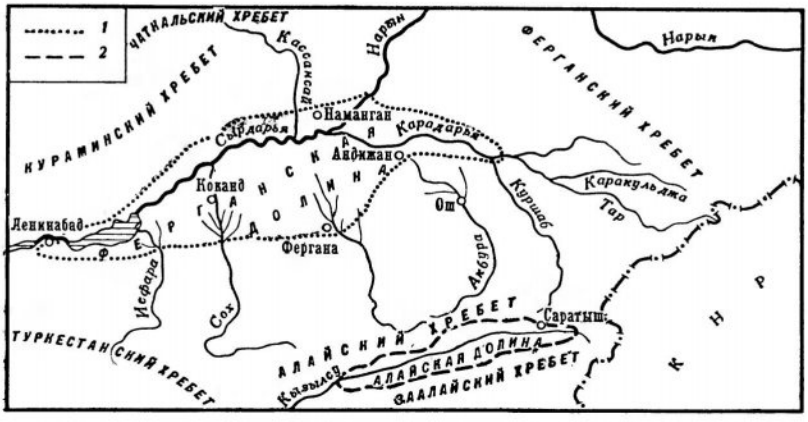

Рис. 2. Рассматриваемые участки в Ферганской и Алайской впадинах

1 — границы Центрально-Ферганского прогиба; *2* — изопахита 500 *м* неоген-четвертичных отложений Алайской впадины

рельману, 1967) коробчатой конфигурации с крутыми (на южном склоне Центрально-Ферганского прогиба установлено падение неогена на 40—45°— Резвой, 1959), хорошо очерченными бортами и относительно слабо прогнутым и слабодислоцированным дном. На поверхности область Центрально-Ферганского прогиба очерчивается с северо-запада, севера и северо-востока южными склонами возвышенностей Дигмай и Испсар, гор Акбель, Акчоп, Супетау, Ханабадского, Чуст-Папского, Наманганского, Избаскент-Майлисайского, Чангырташского, Джалалабадского (Чангет-Кампырраватского) адыров, с юго-запада, юга и юго-востока — северными склонами гор Алмолы, Белесыныk, Гузан, Бурганэ, Чимионских и Андижанских адыров (рис. 2).

По бортам Центрально-Ферганского прогиба происходит резкое изменение глубин залегания V пласта от 3000—4500 до 7000 *м* и более по северному борту и от 2500—3000 до 5500—6500 *м* по южному борту (Перельман, 1967; Ходжаев, 1969). Таким образом, суммарная мощность неоген-четвертичных континентальных толщ в Центрально-Ферганском прогибе колеблется от 4500—5000 *м* по окраинам (в западном замыкании и над внутренними складками) до 6500—7500 *м* в средней части (оценки минимальные). Средняя мощность этих толщ может быть принята равной 6000 *м*, что при $\rho_{ос}=2{,}2$ *г/см*^{3} дает нагрузку $P=1320$ *кГ/см*^{2}. Размеры центрального прогиба (140×300 *км*^{2}) достаточно велики для проявления изостатических движений и при значительно меньшей величине поверхностной нагрузки. Воспользовавшись формулой (3), легко получить при значениях $\rho_м=3{,}4$ *г/см*^{3}, что амплитуда изостатического погружения составляет около 4000 *м*, т. е. примерно $^2/_3$ общей амплитуды неоген-четвертичного прогиба.

Из этого результата непосредственно вытекает следующее. При попытках определить механизм погружения Ферганской впадины, т. е.

обнаружить или промоделировать глубинные физические процессы, ответственные за погружение котловины (одним из них является, вероятно, уплотнение подкорового вещества — Пак и др., 1971), необходимо учитывать, что искомые физические процессы должны были обеспечить за неоген-четвертичное время погружение земной коры амплитудой не 6000—7000 *м*, а всего 2000—3000 *м*. Это обстоятельство может быть важным, а возможно, и решающим при выборе той или иной тектонофизической модели погружения Ферганской впадины, а равно поднятий ее горного обрамления.

Алайская долина представляет собой морфоструктурное выражение наиболее узкой части крупной синклинальной структуры, разделяющей эпипалеозойские и альпийские орогенные области Туркестано-Алая и Памира (Губин, 1960; Леонов, 1961; Захаров, 1970). Так же как и Ферганская впадина, Алайская долина характеризуется довольно длительной историей развития и, так же как и в Фергане, последний этап, именуемый обычно новейшим, начинается со времени регрессии эоценового моря (Губин, 1960; Леонов, 1961; Чедия, 1971). Общая мощность неоген-четвертичной толщи в Алайской долине, включающей олигоцен-миоценовые массагетские красноцветные континентальные молассы, плиоцен-нижнечетвертичные бактрийские сероцветные молассы и ледниково-флювиогляциальные четвертичные отложения, достигает 3000 *м* (Леонов, 1961). В восточной части Алайской долины (перевал Таумурун) третичные молассы практически полностью выклиниваются. Разделение верхней части континентального неогенового разреза и низов четвертичной моренно-флювиогляциальной толщи даже при наличии разрезов буровых скважин и ВЭЗов, впервые выполненных в Алайской долине и любезно предоставленных авторам настоящего сообщения главным геологом Тахтекской гидрогеологической партии Вл. Е. Матыченковым и начальником съемочного отряда той же партии Н. А. Коздовым, пока затруднительно. Поэтому здесь рассматривается вся неоген-четвертичная толща без разделения. Границами участка будут с севера — южнее подножие Алайского хребта от г. Каралдеба на западе до устья р. Айлама на востоке, с востока — линия, соединяющая юго-западное окончание хр. Арчалтур и северные отроги массива пика Курумды, с юга — северное подножье Заалайского хребта от пика Курумды до г. Каралдеба, на западе — западное замыкание Алайской долины (рис. 1). Размеры области развития неоген-четвертичных моласс мощностью более 500 *м* с запада на восток около 175 *км*, с юга на север — около 40 *км*. Средняя для этой территории мощность неоген-четвертичных отложений 1600 *м*. При этом заметим, что нами совершенно не учитывается объем континентального неогена, несомненно, перекрытого минимум на 4—5 *км* надвигом северного склона Заалайского хребта, а также объем материала, смещенного с северного склона Заалая при активном его надвигании (Губин, 1960; Захаров, 1970; Курдюков, 1964; Чедия, 1971).

Формально используя соотношение (3), можем получить амплитуду изостатического погружения Алайской долины ≈ 1 *км* при $\rho_{oc}=2$ *г/см*^{3}. Однако если территория Центральной Ферганы достаточно велика, чтобы с уверенностью говорить о ее изостатических движениях под действием растущей нагрузки осадочных толщ, то для Алайской долины этот вопрос далеко не так ясен. Не исключено, что нагрузка даже весьма значительная, но приложенная на сравнительно небольшой территории, окажется неспособной преодолеть прочность земной коры (или литосферы в зависимости от глубины уровня компенсации). Некоторые основания для того, чтобы допустить изостатические движения Алайской долины, дают данные сейсмических исследований (Булин, 1972), по которым впадина отделена двумя глубинными разломами, параллельными ее простиранию и рассекающими всю толщу земной коры. Прочность

последней должна быть значительно ослаблена этими разломами, и можно допустить блоковое движение впадины как целого.

Этот случай интересен еще и тем, что территория Алайской долины в отличие от Ферганы за неоген-четвертичное время испытывала абсолютное поднятие. Если в Фергане нагрузка осадочной толщи действовала в том же направлении, что и первичные тектонические силы, вызвавшие прогибание впадины, то для Алайской долины это соотношение обратное. Изостатические движения (если все-таки предположить, что они происходили) здесь вычитались из собственно тектонических движений, тормозя поднятие Алайской долины.

Рассмотрим теперь впадину Аральского моря. Для анализа ее структурного положения, истории, характера осадконакопления и морфометрических параметров нами использованы данные В. В. Акулова (1960); Н. Г. Бродской (1952); С. В. Бруевича и М. П. Гудкова (1954); И. Г. Вейнбергса и др. (1972); Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960); Л. Г. Кирюхина, В. Н. Кравчука, П. В. Федорова (1966), Л. Г. Кирюхина, Ю. М. Клейнера, С. О. Хондкариана (1966); А. С. Кесь (1960, 1969); В. С. Ковалева (1964); Н. Я. Кунина (1966); Н. П. Луппова (1963); В. И. Лымарева (1967); Р. В. Николаевой (1969); Н. В. Неволина (1961); Г. Ф. Тетюхина (1970); Б. А. Федоровича (1952); С. С. Шульца-младшего (1966); А. Л. Яншина (1953) и др.

Площадь Арала составляет около 66 тыс. $км^2$ (с островами). Наибольшая глубина 68 *м*, объем водной массы — более 1000 $км^3$, средняя глубина — 16 *м*. Острова занимают около 3,5% общей площади моря.

Арал расположен несогласно по отношению к структурам подстилающих слоев. Кровля палеозойского фундамента залегает в пределах акватории Арала на глубинах 2—2,5 *км*, редко до 3 *км*. В то же время в нескольких десятках километров к западу и юго-западу фундамент в Северо-Устюртском, Барса-Кельмесском и других прогибах опущен до 5—6 *км*. Аналогичная картина наблюдается и при рассмотрении глубины залегания юрских и меловых отложений, которые в пределах акватории Арала составляют 700—1000 *м* и 2—3 *км* и более к западу, юго-западу, юго-востоку и востоку от нее.

Через район Аральского моря проходят линейные поднятия уральско-мугоджарского направления. В западной его части преобладают линейные поднятия и прогибы в основном СВ — ЮЗ и ЗСЗ — ВЮВ простирания. На востоке акватория Арала захватывает значительную часть Нижнесырдарьинского свода, на юге — северное крыло широтного поднятия Бельтау (рис. 3).

Таким образом, акватория Аральского моря гетерогенна в структурном отношении. В ее пределах преобладают положительные структуры. Для нашего исследования весьма важно отметить высокую активность локальных структур, деформирующих не только неоген, но активных и в самое последнее время, о чем свидетельствуют и деформации древнеаральской террасы, и современные движения, выявляемые по уровнемерным постам на побережье и островах Аральского моря. По устному сообщению Р. В. Николаевой, смещения за время 1924—1964 и 1941—1964 гг., установленные по данным уровнемерных постов Аральского моря, расположенных на поднятиях Актумсук и Барсакельмес, составляют около $+0{,}1 \div +0{,}5$ *см/год*, а расположенных в пределах отрицательных структур — Узынкаир, Тигровый, Уялы — около $-0{,}4 \div -0{,}7$ *см/год*. Для нас особенно большое значение имеет также перевес скоростей опускания над скоростями поднятия и в целом по акватории. Высокая мобильность структур в районе Арала свидетельствует о значительной пластичности земной коры, что, как нам представляется, существенно облегчает действие изостатического фактора.

Общая приподнятость структур фундамента и мезокайнозойского чехла в районе Аральского моря относительно его западной и частично

юго-восточной периферии подчеркивает аномальный, наложенный характер его впадины и заставляет нас обратить внимание на изостатическое погружение (вызванное весом верхнеплейстоценово-голоценовых осадков, а также водной массы моря) как на возможный фактор стабилизации первичного относительно небольшого денудационно-тектонического понижения (или их группы) и его преобразования в единую наложенную впадину.

Анализ истории Арала указывает на существование в пределах его южной части (вместе с районом современной дельты Амударьи), либо в пределах всей его современной акватории крупного изолированного

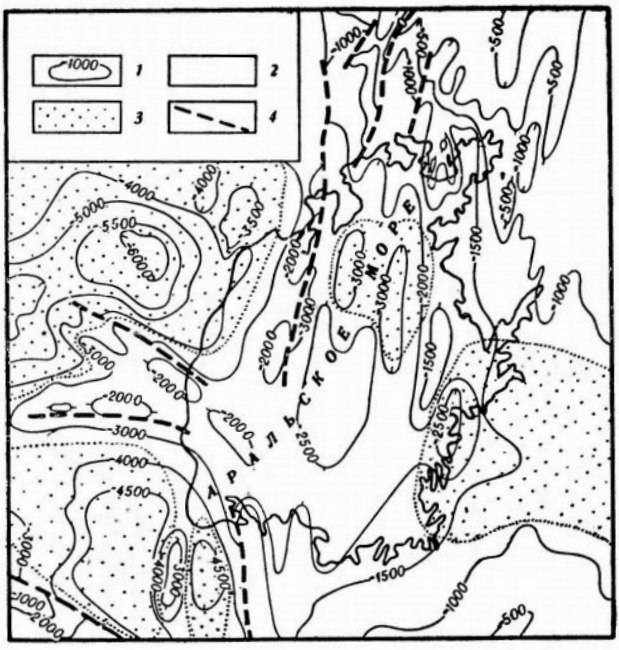

Рис. 3. Структурная схема района Аральского моря

1 — изолинии глубин залегания палеозойского фундамента; тектонические структуры мезокайнозойского чехла: *2* — положительные; *3* — отрицательные; *4* — разломы

апшеронско-акчагыльского солоноватоводного водоема, по мнению одних авторов, или залива крупнейшей акчагыльской трансгрессии Каспия, ингрессировавшей, по мнению другой группы авторов, в пределы современной дельты Амударьи и Аральского моря через Узбойский коридор. Эта стадия названа Б. А. Федоровичем стадией палео-Арала (1952).

Первоначальное заложение ванны палео-Арала можно связывать как с локальными тектоническими опусканиями, так и с деятельностью эрозии и дефляции. По-видимому, эти факторы развивались совместно. Кроме того, можно предполагать, что рассматриваемый в настоящем сообщении механизм изостатического преобразования одного или нескольких небольших денудационно-тектонических понижений в единую, достаточно обширную и стабильную область опускания, уже имел место на стадии палео-Арала, когда несколько дефляционно-тектонических понижений, оформившихся в балаханско-апшеронское время, объединялись в единый бассейн, связанный или не связанный с акчагыльской трансгрессией, и под влиянием нагрузки водных масс и осадков развивались далее как единая область погружения.

Перерыв между стадиями палео- и нео-Арала признается всеми авторами, хотя его длительность принимается различной. Большинство исследователей склонно связывать начало существования нео-Арала с по-

воротом на север Амударьи, имевшим место, по-видимому, от 20—22 до 10—15 тыс. лет назад. Следует, однако, отметить, что датировки солей, вскрытых на дне Аральского моря под слоем донных осадков, дают много больший возраст (139±12 тыс. лет тому назад — Чалов и др., 1966) и, возможно, указывают на существование в донеоаральское время солончаков и соленых озер.

В связи с прорывом Амударьи к Аралу, а также резким повышением стока по Амударье и Сырдарье в конце верхнего плейстоцена — начале голоцена, в начальной стадии нео-Арала его уровень поднимался до самых высоких отметок. Длительные эпохи высокого стояния вод сменялись кратковременными регрессиями, причем ближе к нашему времени высоты трансгрессий и глубины регрессий уменьшались, соответственно объем Арала изменялся следующим образом:

1. Преддревнеаральская трансгрессия (<6000 лет назад — Лымарев, 1967) относительная высота —26—22 *м*, объем Арала от 2000 до 2400 *км*^{3}.

2. Древнеаральская трансгрессия (5000 лет назад — Яншин, 1953; Лымарев, 1967; Вейнбергс и др., 1972) — 5—5,5 м, 1350—1400 *км*^{3}.

3. Новоаральская трансгрессия (1000 лет назад — Лымарев, 1967) и современный этап —1000 *км*^{3}. Итак, современный объем Арала является минимальным для всей его послехвалынской истории. Нами при расчетах принят именно этот минимальный объем плюс сумма осадков, накопившихся за все время существования нео-Арала.

Оценки мощностей послехвалынско-додревнеаральских отложений в силу трудности расчленения всего верхнечетвертично-голоценового разреза Приаралья весьма приблизительны у всех авторов. В среднем они колеблются от 40 до 140 *м* по южному берегу (амударьинский сектор), 40—45 *м* по восточному берегу и 85—95 *м* по северо-востоку (сырдарьинский сектор). Исходя из минимальных оценок, среднюю мощность послехвалынско-додревнеаральского осадконакопления во впадине Арала и по его побережьям можно принять равной 55—65 *м*.

Со времени образования древнеаральской террасы, включая сюда этап формирования новоаральской террасы (около 1000 лет назад, по В. И. Лымареву, 1967) сформировалась в среднем 1,5—2-метровая толща осадков[2], объем и вес которых рассчитывается, исходя из известных для Арала и впадающих в него рек Амударьи и Сырдарьи величин твердого и растворенного стока, содержащихся в них солей, эолового привноса материала и карбонатного импульверизационного осадконакопления. Минимальные расчеты по этим данным вместе с весом послехвалынско-додревнеаральских осадков и водной массой Арала дают суммарную нагрузку более 15 *кг/см*^{2}.

При расчете веса осадков нами принимались минимальные цифры мощностей осадков и их плотности (2 *г/см*^{3}, хотя в среднем плотность осадков Арала колеблется от 2 до 2,1 *г/см*^{3}). Не учтены также объемы вод в додревнеаральский и древнеаральский этапы и объемы содержащихся в них солей (вес солей современного Аральского моря превышает 10 млрд. *т* по Л. К. Блинову, 1956).

Как видно, нагрузка (15 *кг/см*^{2}) весьма незначительна, хотя площадь, к которой она приложена, достаточно велика — 200×300 *км*^{2}. Если сравнивать эти величины с упоминавшимися ранее для оз. Бонневиль, то можно сделать вывод о возможности изостатического погружения акватории Арала под нагрузкой его донных осадков и массы воды. Однако в данном случае дело осложняется тем, что вся эта нагрузка существует всего (приблизительно) 10—20 тыс. лет, причем нагрузка осадков естественно увеличивалась от нуля до современных значений, а так как она

[2] Резкое несоответствие темпов осадконакопления в древнеаральское время и на современном этапе, вероятно, связано с историческими изменениями климатических условий. Однако рассмотрение этих вопросов выходит за рамки настоящего сообщения.

составляет основную долю полной нагрузки, то и для последней характерна та же особенность. Известно, что время восстановления изостатического равновесия при снятии или наложении нагрузки составляет 10^3—10^4 лет (Artyushkov, 1971). Примерно на столько же изостатические движения отстают от изменений нагрузки. Таким образом, если погружение территории Арала, связанное с увеличивающимся весом осадков и водной массы, и происходит, то в настоящее время его амплитуда еще не достигла полной величины (45 *м*), определяемой по ранее приведенной формуле (3). Кроме того, надо учитывать, что при столь малых нагрузках (15 *кг/см*^{2}) компенсация вряд ли достигнет 100% даже при достаточно длительном времени восстановления равновесия (см. пример с оз. Бонневиль, где компенсация составляла 70—80%). Принимая все это во внимание, можно предполагать, что погружение впадины Арала за счет изостазии вряд ли превышает 20—30 *м*, т. е. 30—40% от полного погружения впадины.

Проблема выделения в чистом виде изостатической составляющей из амплитуд тектонических поднятий и опусканий представляет исключительный интерес, поскольку возможна оценка реальной роли изостазии в ускорении прогибаний и относительном «торможении» поднятий. Выше было показано, что для Арала имеет место превышение цифр современных и исторических опусканий над поднятиями того же возраста. Это можно с нашей точки зрения объяснить именно изостатическим «торможением» поднятий, так как вне пределов Арала и его побережий скорости поднятий тех же структур (Центральные Кызылкумы, район Аральска — по Ш. У. Арсланбекову, 1971) превышают аналогичные цифры по Аралу в 1,5—2 раза.

Итак, мы рассмотрели три различных примера. В случае с Ферганской котловиной весьма существенная роль экзогенной нагрузки в тектонических прогибаниях вполне очевидна. В Алайской долине влияние подобной нагрузки на тектонические процессы не более чем весьма вероятно, так как размеры депрессии близки к минимальному пределу. В случае с Аральским морем роль экзогенной нагрузки тоже проблематична, но в первую очередь уже из-за предположенной нами кратковременности существования нагрузки.

Однако важно подчеркнуть, что во всех трех примерах **необходимо считаться с возможностью влияния экзогенной нагрузки на тектонические процессы.**

В областях поднятий следует учитывать и влияние экзогенной (денудационной) разгрузки. Рассмотрению подобных примеров авторы предполагают посвятить специальное сообщение.

Положение о том, что рельеф земной поверхности создается в результате взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов, стало аксиомой. Однако на практике само взаимодействие этих процессов как таковое обычно не изучается, а исследования ограничиваются рассмотрением влияния эндогенных процессов на экзогенные.

Роль экзогенной нагрузки (разгрузки) в общей схеме указанного взаимодействия, несомненно, зависит от размеров территории. Для мелких районов она незначительна и практически может не учитываться. Для крупных регионов типа Фенноскандии большая роль изостазии в движениях земной коры является доказанной. Как следует из настоящего сообщения, с активным влиянием экзогенных факторов на тектонические процессы следует считаться и при анализе морфоструктур средних порядков.

ЛИТЕРАТУРА

Акулов В. В. Дельтовые отложения Амударьи.— Изв. Узбекского фил. Геогр. о-ва СССР, т. IV, Ташкент, 1960.

Арсланбеков Ш. У. Современные вертикальные движения на территории Кызылкумов и их отражение в рельефе. Канд. дис., Ташкент, 1971.

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1964.
Артемьев М. Е. Основные особенности изостатического состояния территории СССР. Научн. совет по компл. исследованиям земной коры и верхней мантии. ОГГН АН СССР. Симпозиум по проблеме «Изостазия», тез. докл. М., 1969.
Артемьев М. Е. О связи изменений изостатического равновесия с сейсмичностью.— Экспериментальная сейсмология, М., «Наука», 1971.
Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 1, 1967.
Артюшков Е. В. Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1969.
Бабадаглы В. А., Джумагулов А. Стратиграфия мезозоя юго-западной Киргизии. Т. 1. Ленингр. отд., «Наука», Л., 1968.
Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л., Гидрометиздат, 1956.
Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 115, 1952.
Бруевич С. В. и Гудков М. П. Атмосферная пыль над Каспийским морем (к вопросу о морском осадкообразовании).— Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4, 1954.
Булин Н. К. О мощности земной коры на Памире.— Докл. АН СССР, т. 204, № 1, 1972.
Вейнбергс И. Г., Ульст В. Г., Розе В. К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря. Вопросы четвертич. геологии, IV, «Зинатне», Рига, 1972.
Вялов О. С. Краткий очерк меловой и третичной истории Ферганы. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 68, вып. 5, 1936.
Гарецкий Р. Г. и Шрайбман В. И. Глубина, залегание и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1960.
Геккер Р. Ф., Осипова А. Н., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развития. Кн. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (Геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
Зорин Ю. А. Изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— В сб.: Изостазия, М., «Наука», 1973.
Ибрагимов Р. Н. Сейсмотектоника Ферганской впадины. Изд-во ФАН, Ташкент, 1970.
Кесь А. С. О древних и современных трансгрессиях Аральского моря.— Тр. ИГ АН СССР, вып. 79, 1960.
Кесь А. С. Основные этапы развития Аральского моря.— В кн.: Проблема Аральского моря, «Наука», М., 1969.
Кирюхин Л. Г., Клейнер Ю. М., Хондкариан С. О. Новейшие отложения Восточного Приаралья и их связь с тектоническим строением.— Сов. геология, № 11, 1966.
Кирюхин Л. Г., Кравчук В. Н., Федоров П. В. Новые данные о террасах Аральского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 1, 1966.
Ковалев В. С. Строение эрозионной поверхности палеогеновых отложений Юго-Восточного Приаралья.— Докл. АН УзССР № 8, 1964.
Кунин Н. Я. Схема тектоники фундамента Восточного Приаралья по геофизическим данным.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 4, 1966.
Курдюков К. В. Новейшие тектонические движения и следы крупных сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964 (Матер. II Всес. тектонич. совещ. в Душанбе).
Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в истории Закаспия.— В кн.: Геология и нефтегазоносность западной части Средней Азии. М., «Наука», 1963 (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109).
Лымарев В. И. Берега Аральского моря — внутреннего водоема аридной зоны. Л., «Наука», 1967.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат, 1961.
Николаева Р. В. Основные морфометрические характеристики Аральского моря.— В кн.: Проблема Аральского моря.— М., «Наука», 1969.
Пак В. А., Таль-Вирский Б. Б., Перельман И. И., Зуннунов Ф. Х., Зильберштейн М. Б., Пшеничная В. Д. Комплексные геофизические исследования Ферганской впадины.— В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим данным, Изд-во ФАН, Ташкент, 1971.

Перельман И. И. Строение Центральной Ферганы по опорному отражающему горизонту.— Узб. геол. ж., № 4, 1967.
Резвой Д. П. Тектоника северного склона Туркестано-Алайской горной системы.— Матер. по геол. Южного Тянь-Шаня. т. I. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
Симаков С. Н. и др. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы.— Тр. ВНИГРИ, Л., вып. 110, 1957.
Тетюхин Г. Ф. К палеогеографии Аральского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 5, 1970.
Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана.— Матер. по четв. периоду СССР, вып. 2, 1952.
Ходжаев А.. Р. Геология и нефтегазоносность Северной Ферганы. «Узбекистан», Ташкент, 1969.
Чалов Р. И. и др. Об отношении U_{234}/U_{238} в водах и донных осадках Аральского моря и абсолютный возраст водоема.— Геохимия, № 12, 1966.
Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. «Илим», Фрунзе, 1971.
Шульц С. С. (мл.). Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статья 2. Кызылкумо-Алайская система варисцид и ее сочленение с Уралом. Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 41, вып. 5, 1966.
Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во МОИП, 1953.
Artyushkov E. V. Rheological properties of the Crust and Upper mantle according to data on isostatic movements.— J. Geophys. Res., v. 76, No. 5, 1971.
Crittenden M. D. Jr. New data on the isostatic deformation of Lake Bonneville. «U. S. Geol. Survey, Prof. Paper» 454-E, 1963.
Kääriäinen E. On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. «Fennia», 77, No. 2, 1953.
Van de Lindt W. J. Movement of the Mohorovičič discontinuity under isostatic conditions. J. Geophys. Res., v. 72, No. 4, 1967.
Scheidegger A. E., O'Keefe J. S. On the possibility of the origination of geosynclines by deposition. J. Geophys. Res., v. 72, No. 24, 1967.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
23.VII.1973 г.

EXOGENOUS PROCESSES AND THE EARTH'S CRUST RESPONSE

A. A. ASEEV, V. V. BRONGULEEV, V. M. MURATOV, G. N. PSHENIN

Summary

Changes of load on the Earth's crust resulting from denudation at uplifts and accumulation in subsidence areas (i. e. from exogenous processes) can induce isostatic movements, which superimpose the primary tectonic movements. The isostatic factor influence is controlled by some space and time parameters. The concrete examples show that isostatic movements can increase amplitude of absolute subsidence (Fergana), oppose absolute uplifts, decreasing their value (Alai Valley) and possibly form rather vast single subsidence area instead of primary existed groups of small separate tectonic and tectonic-denudational basins (Aral). Thus the exogenetic load (unload) can affect tectonic processes and therefore the formation of morphostructure features.