



APPLICABILITY OF SIMILARITY CONDITIONS TO ANALOGUE MODELLING OF TECTONIC STRUCTURES

M. A. Goncharov

Moscow State University, Geological Department, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskie Gory, Russia

Abstract: The publication is aimed at comparing concepts of V.V. Belousov and M.V. Gzovsky, outstanding researchers who established fundamentals of tectonophysics in Russia, specifically similarity conditions in application to tectono-physical modeling. Quotations from their publications illustrate differences in their views. In this respect, we can reckon V.V. Belousov as a «realist» as he supported «the liberal point of view» [Methods of modelling..., 1988, p. 21–22], whereas M.V. Gzovsky can be regarded as an «idealist» as he believed that similarity conditions should be mandatorily applied to ensure correctness of physical modeling of tectonic deformations and structures [Gzovsky, 1975, pp. 88 and 94].

Objectives of the present publication are (1) to be another reminder about *desirability* of compliance with similarity conditions in experimental tectonics; (2) to point out *difficulties* in ensuring such compliance; (3) to give examples which bring out the fact that similarity conditions are often met *per se*, i.e. *automatically* observed; (4) to show that modeling can be *simplified* in some cases without compromising *quantitative* estimations of parameters of structure formation.

(1) Physical modelling of tectonic deformations and structures should be conducted, *if possible*, in compliance with conditions of geometric and physical similarity between experimental models and corresponding natural objects. In any case, a researcher should have a clear vision of conditions applicable to each particular experiment.

(2) Application of similarity conditions is often challenging due to *unavoidable difficulties* caused by the following: a) Imperfection of experimental equipment and technologies (Fig. 1 to 3); b) uncertainties in estimating parameters of formation of natural structures, including main ones: structure size (Fig. 4), time of formation (Fig. 5), deformation properties of the medium wherein such structures are formed, including, first of all, viscosity (Fig. 6), ultimate strength, and tectonic stresses which caused formation of such structures (Fig. 7).

(3) A way to overcome the above mentioned difficulties can be found through awareness of the fact that physical similarity conditions are often met *per se*, i.e. *automatically* observed due to *linear* relationships between similarity coefficients (Fig. 8). For example, decreasing the viscosity of the equivalent material will result in corresponding decrease of time required for deformation of the given model, all other conditions being equal. Moreover, it is possible to use this similarity condition, i.e. an equation in one unknown, not only to select a required equivalent material, but also to quantitatively estimate the *natural* parameter in the given condition.

(4) Another way to overcome the above mentioned difficulties is *simplification* of modeling in cases when it is required to obtain *qualitative* results without any *quantitative* evaluations of parameters of structure formation (Figures 9 to 14). This necessitates development of fundamentally new criteria of similarity for modelling. For instance, it can be absence or presence of the original (pre-deformational) *structuring* of the geological medium that is preconditioned by previous deformation processes of *self-organization* of the given medium. Possibilities of simulation of the self-organization shall be the subject of our future study. It is also needed to elaborate new similarity criteria for modeling of *hierarchically* subordinate geodynamic systems and structural parageneses. So far it has been accepted that simulations of the kind should be conducted on the principle of *selectivity* (separate simulation), established by M.V. Gzovsky [1975], such as, for example, separate simulation of folding and cleavage.

Having his own experience of 40+ years in experimental tectonics, the author addresses his views to young researchers, who are apprehensive about the need to ensure compliance with similarity conditions in physical modeling of tectonic deformations and structures, and to those members of editorial boards and reviewers of scientific journals who believe that authors should mandatorily declare such compliance. As a result, it is not uncommon that, striving to declare that this requirement is observed, an author saturates his/her papers with complicated equations which do not reflect the actual compliance with similarity conditions and thus become a mere demonstration of the author's erudition in mathematics.

Keywords: tectonic deformations and structures, physical modelling, conditions of physical similarity.

Recommended by S.I. Sherman 6 April 2010

Goncharov M.A. Applicability of similarity conditions to analogue modelling of tectonic structures // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. № 2. P. 148–168.

РЕАЛЬНАЯ ПРИМЕНИМОСТЬ УСЛОВИЙ ПОДОБИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

М. А. Гончаров

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия

Аннотация: Сопоставлены взгляды на рассматриваемую проблему двух выдающихся исследователей – основоположников отечественной тектонофизики – В.В. Белоусова и М.В. Гзовского. Показано, путем прямого цитирования, различие этих взглядов. В.В. Белоусов, которого в данном аспекте можно условно назвать «реалистом», придерживался либеральной точки зрения [*Методы моделирования...*, 1988, с. 21–22]. Напротив, М.В. Гзовский – «идеалист» (столь же условно) – считал выполнение условий подобия *обязательным* для корректности физического моделирования тектонических деформаций и структур [Гзовский, 1975, с. 88, 94].

Цели статьи: 1) еще раз упомянуть о *желательности* соблюдения условий подобия в экспериментальной тектонике; 2) указать на *трудность* их соблюдения; 3) показать, что часто они соблюдаются сами собой, т. е. *автоматически*; 4) указать на возможность *упрощения* моделирования без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования. Эти цели реализованы следующим образом:

(1) При физическом моделировании тектонических деформаций и структур необходимо стремиться, *по возможности*, к соблюдению условий геометрического и физического подобия экспериментальной модели природному объекту. В любом случае экспериментатор должен отчетливо представлять себе, какие из этих условий непосредственно относятся к конкретному опыту.

(2) Однако на пути к этому стремлению очень часто возникают подчас непреодолимые *трудности*: 1) из-за несовершенства приборов и технологии эксперимента (рис. 1–3); 2) по причине неопределенности оценки значений параметров процесса формирования природных структур, среди которых главные – размер структур (рис. 4), время их формирования (рис. 5), деформационные свойства среды их образования, в первую очередь вязкость (рис. 6) и предел прочности, и величина породивших эти структуры тектонических напряжений (рис. 7).

(3) Один из путей преодоления названных трудностей заключается в осознании того, что условия физического подобия часто соблюдаются сами собой, т. е. *автоматически*, поскольку в большинстве случаев фигурирующие в этих условиях множители подобия связаны между собой *линейными* соотношениями (рис. 8). Поэтому, например, уменьшив вязкость эквивалентного материала в несколько раз, мы, при прочих равных условиях, тем самым уменьшим время деформации образца до нужных размеров во столько же раз, с соблюдением условия подобия. Более того, можно использовать данное условие подобия, которое представляет собой уравнение с одним неизвестным, не для поиска эквивалентного материала, а для количественной оценки входящего в это условие *природного* параметра.

(4) Другой путь преодоления указанных трудностей – это *упрощение* моделирования для получения чисто *качественного* результата – структурного подобия модели и объекта – без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования (рис. 9–14). На этом пути предстоит разработка принципиально новых критериев подобия при моделировании. В качестве примера можно привести отсутствие или наличие изначальной (додеформационной) *структурированности* геологической среды, обусловленной предыдущими деформационными процессами *самоорганизации* этой среды. Возможность имитации такой самоорганизации в модельном образце – это предмет будущего исследования. Сюда же относится и разработка новых критериев подобия при моделировании *иерархически* соподчиненных геодинамических систем и структурных парагенезов. До сих пор такое моделирование проводилось по принципу *селективности* (раздельного воспроизведения), сформулированному еще М.В. Гзовским [Гзовский, 1975]. В качестве примера можно привести раздельное моделирование процесса формирования складчатости и осложняющего ее кливажа.

Предлагаемая статья представляет собой попытку автора, который работает в области экспериментальной тектоники более 40 лет, повлиять на умонастроение как молодых исследователей, которых, возможно, отпугивает необходимость соблюдать условия подобия при физическом моделировании тектонических деформаций и структур, так и членов редколлегии и рецензентов научных журналов, требующих от авторов неукоснительного указания на такое соблюдение. Подобное требование нередко приводит к тому, что авторы вставляют в статьи сложные формулы, которые зачастую не отражают реальное соблюдение условий подобия, а лишь демонстрируют математическую эрудицию этих авторов.

Ключевые слова: тектонические деформации и структуры, физическое моделирование, условия физического подобия.

ВВЕДЕНИЕ

Отечественная тектонофизика начала бурно развиваться с 40-х годов XX века. Ее «отцами-основателями» можно считать двух выдающихся геологов прошлого века – В.В. Белоусова и М.В. Гзовского, организовавших лаборатории тектонофизики, соответственно, на геологическом факультете МГУ (в 1953 г.) и в Институте физики Земли (в 1968 г.). В 1964 г. они опубликовали совместную монографию

сводку по тектонофизике [Белоусов, Гзовский, 1964], обобщив весь накопленный к тому времени опыт исследований в данной области геологической науки.

После этого их научные пути разошлись. В.В. Белоусов, будучи полевым геологом высочайшего уровня, не ограничивался только тектонофизикой, а распространял сферу своих интересов на структурную геологию, геотектонику и геодинамику вплоть до провозглашения геонии – синтеза геологии,

геофизики и геохимии. Итоги его исследований изложены в его последней монографии [Белоусов, 1989], в которой содержится обобщающая концепция эндогенных режимов.

М.В. Гзовский же пошел «вглубь». Не выходя особенно за рамки тектонофизики и ее геологической основы – структурной геологии, он всемерно пытался внедрить в эти дисциплины математику и физику. Итогом его исследований является посмертная монография [Гзовский, 1975], на которую, несмотря на относительную давность издания, продолжают ссылаться практически все авторы, ведущие тектонофизические исследования.

Вероятно, именно из-за упомянутой разной направленности научных устремлений этих двух выдающихся ученых возникло их разное отношение к проблеме, обозначенной в заглавии данной статьи. М.В. Гзовский категорически настаивал на непреклонном соблюдении условий физического подобия в экспериментальной тектонике. Он писал: «Почти во всех опытах горные породы, слагающие моделируемые объекты, не могут быть использованы для изготовления моделей. Поэтому необходимо проведение большого исследования по разработке эквивалентных материалов... Разработка рецептуры эквивалентных материалов не может быть завершена до тех пор, пока в достаточной мере не будут изучены механические свойства горных пород. Следовательно, в целях повышения степени подобия при тектоническом моделировании, прежде всего, следует производить изучение механических свойств горных пород и разрабатывать рецептуру материалов, эквивалентных им в диапазоне условий проведения опытов» [Гзовский, 1975, с. 88]. И далее: «В настоящее время имеются возможности получения эквивалентных материалов с самыми различными, заранее заданными физико-механическими свойствами, которые в общем соответствуют диапазону значений характеристик, вычисляемому по условиям подобия. По мере углубления наших знаний о физико-механических свойствах горных пород и уточнения требований к эквивалентным материалам эти возрастающие требования можно будет удовлетворять» [Там же, с. 94]. Такая установка и огромный авторитет М.В. Гзовского привели к тому, что одним из неперемных требований к рецензируемым журнальным статьям стало обязательное упоминание о соблюдении условий подобия при физическом моделировании.

Иную позицию в этом вопросе занимал В.В. Белоусов, а вместе с ним и его ученики и сотрудники лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ, носящей ныне его имя; к его ученикам причисляет себя и автор данной статьи. Вот что В.В. Белоусов писал по этому поводу в монографии, подвешенной его деятельности в возглавляемой им лаборатории [Методы моделирования..., 1988, с. 21–22]: «Что же сказать в целом о тектоническом (физическом – М.Г.) моделировании? Учитывая все те сложности, большей частью ... непреодолимые, заслуживает ли моделирование внимания как определенный исследовательский метод?

Ответ на этот вопрос тем более необходим, что

возникает как будто противоречие между тем, что сказано здесь (выше в цитируемой монографии – М.Г.) о невозможности обеспечить в моделях геометрическое и физическое подобие тектонических процессов, и тем, что в многочисленных опытах, выполненных десятками исследователей, были получены результаты, которые хорошо воспроизводили тектонические структуры и были, несомненно, полезны для понимания процесса их развития...

Противоречие исчезнет, если мы убедимся в том, что в огромном большинстве случаев при тектоническом моделировании подобие просто не нужно, если все, что мы требуем от модели, – это отражение некоторых исходных закономерностей деформаций и разрушения твердых тел. Мы должны лишь при этом отказаться от выяснения частных процессов, зависящих от конкретной обстановки данного участка земной коры, и довольствоваться решением наших задач не в абсолютной, а в относительной форме [17] (ссылка на работу [Гуревич, 1959] – М.Г.).

Чтобы убедиться в том, что при разрушении формируются трещины либо отрыва, либо скалывания, нет необходимости искать эквивалентные материалы. Можно использовать для этого *любой материал* (курсив мой – М.Г.), удобный для данного опыта. На разных материалах мы можем установить, какие условия способствуют образованию в одних случаях трещин отрыва, в других – трещин скалывания. Мы найдем, что для возникновения трещин отрыва окажутся более благоприятными растяжение, чем сжатие, низкое всестороннее давление, чем высокое, низкая температура, чем высокая, быстрая деформация, чем медленная, и т.п. Но главное, что мы при этом сможем проследить историю развития тех и других трещин, что без моделирования невозможно.

Или, например, желая выяснить, как влияют толщина и деформационные свойства слоев на размеры и форму складок при продольном сжатии, мы можем подбирать материалы, исходя из удобства постановки опыта, и сумеем получить ответ на поставленный вопрос в общем и относительном виде. Мы скажем, что с увеличением толщины слоя при сохранении других его свойств складки получаются более широкие, высокие и пологие, чем при малой толщине слоев. Этот вывод в общем виде вполне может быть распространен на слои горных пород. И снова у нас будет возможность не только увидеть конечный результат процесса смятия слоев в складки, но и сам процесс в его развитии.

Моделирование нормальных сбросов при разных условиях и в разных материалах приводило к образованию ступенчатых разрывов с тем или иным наклоном сместителя, грабенов, сложенных сочетаний грабенов и горстов и т.п.

Но во всех случаях условия, которые способствовали образованию тех или иных структур, могут быть изучены в относительной форме и в той же форме распространены на земную кору. *А вот воспроизвести на модели конкретный участок земной коры со всеми особенностями его строения и заставить его деформироваться так, как он де-*

формировался в природе, мы не можем. С помощью моделирования мы можем выяснить лишь общие закономерности развития тектонических деформаций, а отнюдь не те частности, которые свойственны конкретным структурам.

В тех случаях (за исключением воспроизведения гравитационных структур), когда мы пытались самих себя убедить в том, что подобие не только достижимо, но и уже достигнуто, мы были жертвой самообмана.

Весьма характерно то, что в литературе полностью отсутствует сравнение результатов, полученных, с одной стороны, при соблюдении в тектоническом эксперименте подобия, а с другой – без соблюдения подобия. Такого сравнения не было просто потому, что подобие ни в одном случае не соблюдалось, за исключением моделирования гравитационных структур, когда подобие устанавливалось само по себе, без всяких усилий с нашей стороны.

Этот подход к тектоническому моделированию оставляет нам много возможностей и позволяет решать не только простые, но и весьма сложные вопросы. Необходимо только каждый раз точно формулировать вопрос, который мы ставим перед данной моделью, и создавать модель специально для его решения. Соответствующие вопросы возникают обычно в результате полевых наблюдений. Последние часто уже в той или иной мере подсказывают и вероятный ответ на эти вопросы, и от моделирования мы ждем подтверждения этих предположений или их опровержения. Поэтому тектоническое моделирование бывает особенно продуктивным, когда оно тесно связано с полевыми наблюдениями. Повторяем, что выбор материала для моделирования диктуется задачей и удобством данного эксперимента. Материал может быть выбран, конечно, и в соответствии с формулой (14) (формула (2), см. ниже – М.Г.), но это не будет означать для негравитационных структур, что модель подобна природе. При этом во всех случаях мы получим от моделирования ответы на наши вопросы в общем виде, основанные на общих закономерностях: они не будут включать ничего специфического для какой-либо конкретной обстановки. Дальнейшее содержание книги, как нам кажется, показывает, что и в этом виде моделирование представляет весьма полезное вспомогательное средство геологического исследования».

Несмотря на столь сдержанную оценку выполнения условий подобия, В.В. Белоусов постоянно поощрял, в том числе в возглавляемой им лаборатории, физическое моделирование тектонических структур самого разного ранга, в сочетании с их полевым изучением. Полностью разделяя цитированный взгляд своего Учителя на данную проблему, автор предлагаемой статьи попытался конкретизировать, развить и углубить общие положения, содержащиеся в приведенной цитате.

Цели статьи:

1. Еще раз упомянуть о *желательности* соблюдения условий подобия в экспериментальной тектонике.

2. Указать на *трудность* их соблюдения.

3. Показать, что часто они соблюдаются сами собой, т. е. *автоматически*.

4. Указать на возможность *упрощения* моделирования без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования.

ЖЕЛАТЕЛЬНОСТЬ СОБЛЮДЕНИЯ УСЛОВИЙ ФИЗИЧЕСКОГО ПОДОБИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Как известно, в физике создание теории и подтверждающий (или опровергающий) ее эксперимент идут рука об руку. В тектонофизике имеется своя специфика.

Во-первых, тектонофизика имеет дело с огромными объемами горных пород и их толщ. Уровень развития современных технологий пока не позволяет (а скорее всего, и никогда не позволит), например, оказать боковое давление на осадочную толщу мощностью в несколько километров, чтобы смять ее в складки.

Во-вторых, не только у отдельного экспериментатора, но и у всего человечества в целом нет в распоряжении того длительного времени (сотни тысяч и миллионы лет), в течение которого в природе происходит приведенное выше в качестве примера складкообразование.

В-третьих, даже если бы такой эксперимент с осадочной толщей и был проведен, его результат (морфологию искусственной складчатости со всеми ее особенностями) нельзя было бы сравнить с морфологией какой-нибудь природной складчатости, из-за того что верхняя часть последней безвозвратно уничтожена процессами денудации, а нижняя часть скрыта на недоступной глубине.

Однако выход из этой как будто бы безнадежной ситуации экспериментальная тектоника все же нашла.

В XIX веке проводились неудачные эксперименты по воспроизведению природной складчатости путем продольного сжатия пакетов из чередующихся слоев *природного* известняка, песчаника и других *твердых* пород. Но при сжатии слои только разрушались, а в складки не изгибались. Впоследствии, уже в XX веке, выяснилось, что в этих экспериментах не были соблюдены принципы физического моделирования тектонических деформаций, а именно, условия физического подобия. В физике для этих целей существует хорошо разработанная теория. Эту теорию попытался применить в тектонофизике М.В. Гзовский [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975]. Ее развитие содержится в работах [Шемэнда, 1983; Шерман, Бабичев, 1989; и др.]. Не углубляясь в ее основы, ограничимся лишь одним примером ее применения. Он как раз подходит для моделирования длительного (сотни тысяч и миллионы лет) складкообразования.

Прежде чем говорить об условиях *физического* подобия, подчеркнем, что в эксперименте должно соблюдаться в первую очередь *геометрическое* подобие, которое не требует особых пояснений. Если в нашем примере речь идет о складкообразо-

вании, то параметры экспериментально воспроизведенной складчатости (степень сжатости складок, угол наклона их осевых поверхностей, форма замков и т.п.) должны соответствовать аналогичным параметрам природной складчатости. В частности, одинаковая степень сжатости складок свидетельствует, в первом приближении, об одинаковой величине деформации горизонтального укорочения в эксперименте и в природе, а одинаковый угол наклона осевых поверхностей – об одинаковой величине деформации горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости («скашивания»). Величина *деформации* – *безразмерный* параметр, поэтому она должна быть одна и та же в природном объекте и в экспериментальной модели.

Однако соблюдение геометрического подобия – это *необходимое*, но еще *не достаточное* условие физической корректности эксперимента. Необходимо также соблюдение *физического* подобия экспериментальной модели и природного объекта.

Физические процессы и порожденные ими объекты считаются подобными, если они обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических параметров соответственно подобны. Полем физической величины называется совокупность ее значений во всех точках изучаемого пространства. Подобие полей физических параметров заключается в том, что значение какого-либо параметра в любой точке модели равно значению того же параметра в *сходственной* по геометрии точке природного объекта, умноженному на *постоянный для всех точек изучаемого пространства коэффициент* – так называемый множитель подобия.

Условие физического подобия для нашего примера со складкообразованием (и вообще для геологически длительной пластической деформации) обычно выражается следующим образом (вывод этого условия будет приведен ниже):

$$C_{\eta} = C_l \cdot C_t \cdot C_{\rho} \cdot C_g; \quad (1)$$

$$C_i = \frac{i_m}{i_n}.$$

Здесь C_i – множитель подобия по параметру i , где i – один из пяти параметров, фигурирующих в условии подобия (1): вязкости тела η , размера тела l , длительности процесса t , плотности тела ρ и ускорения силы тяжести g ; i_m – это значение данного параметра в экспериментальной модели, а i_n – аналогичное значение в природном объекте. Латинские символы и индексы соответствуют, как обычно, начальным буквам английских слов: C – *correlation* (соотношение), l – *length* (длина), t – *time* (время), g – *gravity* (сила тяжести), m – *model* (модель), n – *nature* (природа). (Под словами «как обычно» имеется в виду употребление упомянутых и других символов и индексов в классических трудах по физике, таких, например, как [Ландау, Лившиц, 1954]. Этого нельзя сказать о многих публикациях по тектонофизике, не говоря уже о геофизике и геологии, в которых часто имеет место произвол в обозначении физических величин.)

нии физических величин.)

Формула (1) представляет собой *одно уравнение*; следовательно, для его решения в нем должно быть *только одно неизвестное*. В качестве такого неизвестного обычно фигурирует η_m – вязкость того вещества, которое используется в модели.

Вещества, свойства которых при физическом моделировании удовлетворяют условиям подобия, получили в тектонофизике название «эквивалентные материалы». В качестве примера оценим по условию подобия (1) вязкость того эквивалентного материала, который можно использовать при экспериментальном воспроизведении природной складчатости. Для этого необходимо оценить значения всех других входящих в (1) параметров.

Размер l_n природного объекта – складчатой зоны – имеет порядок ~ 10 км. Как известно, такая оценка с точностью до порядка означает, что размер на один порядок меньше – 1 км – является слишком малым, а размер на один порядок больше – 100 км – слишком большим. На языке геологов порядок ~ 10 км обычно формулируется так: «километры и первые десятки километров». Итак, $l_n \sim 10$ км = 10^4 м. *Размер l_m экспериментального модельного образца* имеет порядок ~ 10 см = 10^{-1} м. Это означает, что размер на один порядок меньше – 1 см – является слишком малым (с таким образцом трудно работать), а размер на один порядок больше – 1 м – слишком большим (подобные образцы весьма громоздки). Следовательно, *множитель подобия по размеру* составит: $C_l = l_m / l_n \sim 10^{-1} \text{ м} / 10^4 \text{ м} = 10^{-5}$.

Длительность t_n природного складкообразования оценивается по-разному. В частности, для складчатости общего смятия, обусловленной горизонтальным укорочением осадочных толщ, по возрасту самих этих толщ и возрасту срезающего их углового несогласия приводятся оценки «сотни тысяч и миллионы лет». Следовательно, можно принять $t_n \sim 1$ млн лет $\approx 3.15 \cdot 10^7 \cdot 10^6 \sim 10^{13.5}$ с. (Половина порядка – это $10^{0.5} \approx 3.33$.) *Длительность t_m эксперимента* – это десятки минут или первые часы. Поэтому $t_m \sim 1$ час = $3.6 \cdot 10^3$ с $\sim 10^{3.5}$ с. *Множитель подобия по времени* составит, таким образом, $C_t = t_m / t_n \sim 10^{3.5} \text{ с} / 10^{13.5} \text{ с} = 10^{-10}$.

Плотность ρ_n природных осадочных толщ составляет $(2.0 \div 2.5) \text{ г/см}^3$. *Плотность ρ_m модельных веществ* не намного меньше – $(1.0 \div 1.5) \text{ г/см}^3$. Это величины одного порядка, поскольку наибольшая из них превосходит наименьшую лишь в $2.5 < 10^{0.5} \approx 3.33$ раза. Поэтому *множитель подобия по плотности* можем считать равным $C_{\rho} \sim 1$.

За единицу можно принять и *множитель подобия по ускорению силы тяжести*: $C_g \sim 1$, если только эксперимент не проводится в центрифуге [Рамберг, 1985], которая способна создать искусственное ускорение, во много раз превосходящее природное ускорение силы тяжести. В настоящее время нет данных о том, что порядок последней величины существенно изменялся на протяжении того

отрезка истории Земли, когда осадочные толщи испытывали складкообразование.

С учетом «единичной» оценки двух последних множителей подобия, условие подобия (1) приобретает весьма простой вид:

$$C_\eta = C_l \cdot C_t. \quad (2)$$

Подставляя значения двух оцененных выше отличающихся от единицы множителей подобия в (2), получаем: $C_\eta = 10^{-5} \cdot 10^{-10} = 10^{-15}$. Вязкость природных осадочных толщ имеет порядок $\eta_n \sim 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$ [Гзовский, 1975, с. 55]. Поэтому вязкость модельного материала, удовлетворяющая условию подобия (1), отчего этот материал может считаться эквивалентным, составит $\eta_m \sim (10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}) \cdot 10^{-15} = 10^3 \text{ Па} \cdot \text{с}$. Такой вязкостью обладают, например, влажная глина и машинное масло. Для сравнения укажем, что вязкость воды на шесть порядков ниже и составляет $10^{-3} \text{ Па} \cdot \text{с}$.

Соотношения, указывающие, при каких пропорциях между множителями подобия физические процессы в модели и в объекте подобны, называются условиями подобия. Одним из примеров условий подобия является приведенная выше формула (1).

Условия подобия могут быть установлены двумя способами [Гзовский, 1975].

Первый способ основан на анализе одних лишь размерностей физических параметров, существенных для протекания исследуемого процесса. Многие физические параметры имеют взаимно связанные размерности. Поэтому, выбрав определенные множители подобия, например, для размеров и времени, мы тем самым уже предопределяем значение множителя подобия для скорости поступательного перемещения. В примере, описанном формулой (1), можно было, перемножив размерности (в форме единиц измерения международной системы единиц СИ): длины (m), времени (s), плотности (kg/m^3) и ускорения силы тяжести (m/s^2) как главных параметров складкообразования, получить размерность, идентичную размерности вязкости:

$$\begin{aligned} m \cdot s \cdot kg / m^3 \cdot m / s^2 &= \\ &= (kg \cdot m / s^2) / m^2 \cdot s = \\ &= H / m^2 \cdot s = \text{Па} \cdot \text{с}. \end{aligned} \quad (3)$$

На основании формулы (3) можно было бы вывести и формулу (1).

Однако способ анализа размерностей параметров природного процесса основан на том, что следовательно сначала составляет перечень тех параметров, которые, по его представлению, существенно определяют ход физического процесса. Никаких определенных ограничений на этот перечень не накладывается. Поэтому могут быть упущены многие существенные параметры, а вместе с ними и соответствующие множители подобия, или же, наоборот, приняты в расчет несущественные параметры, что усложнит эксперимент.

Второй способ заключается в выводе условий подобия из дифференциальных или интегральных уравнений, описывающих изучаемый процесс. Для примера выведем относительно простое условие подобия. Для этого известный закон вязкого течения ньютоновской жидкости в дифференциальной форме запишем в таком виде:

$$\begin{aligned} \sigma &= 2\eta \cdot (d\varepsilon / dt); \\ d\varepsilon &= (\sigma / 2\eta) \cdot dt. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь σ – напряжение, а ε представляет собой «процентную» меру деформации ($\Delta l / l$). Поэтому, если в момент времени t «кратная» мера деформации составляла $k = l / l_0$, то приращение деформации за время dt выразится так: $d\varepsilon = dl / l$, после чего формула (4) преобразуется в

$$dl / l = (\sigma / 2\eta) \cdot dt. \quad (5)$$

Интегрируя это простейшее дифференциальное уравнение с начальным условием $l = l_0$ при $t = 0$, получим, с учетом соотношения $k = l / l_0$ и небольших преобразований:

$$\sigma / \eta = 2 \ln k. \quad (6)$$

Это тот же закон вязкого ньютоновского течения, выраженный в интегральной форме, для большой (называемой в механике «конечной») деформации. Такую деформацию удобнее отображать «кратной» мерой k .

Теперь можно сформулировать условие подобия для физического моделирования. Как говорилось выше, прежде всего должно быть соблюдено геометрическое подобие модели и объекта. В данном случае их геометрия определяется правой частью уравнения (6), в которой фигурирует величина деформации k . Эта величина должна иметь одно и то же значение у объекта и у модели. Например, если природная слоистая толща при складкообразовании испытала горизонтальное укорочение в два раза ($k_n = 2$), то и модельная «толща» также должна испытать аналогичное по величине горизонтальное укорочение ($k_m = 2$). Поэтому правые части уравнения (6) для модели (с индексом « m ») и для объекта (с индексом « n ») должны быть равны: $k_m = k_n$. Но в этом случае должны быть уравнены и их левые части:

$$\frac{\sigma_m t_m}{\eta_m} = \frac{\sigma_n t_n}{\eta_n}. \quad (7)$$

После несложных преобразований получаем:

$$\frac{\eta_m}{\eta_n} = \frac{\sigma_m}{\sigma_n} \cdot \frac{t_m}{t_n}. \quad (8)$$

Теперь, по аналогии с описанным выше условием подобия (1), можно сформулировать еще одно условие подобия для физического моделирования длительных пластических деформаций:

$$C_\eta = C_\sigma \cdot C_t; \quad (9)$$

$$C_i = \frac{i_m}{i_n}.$$

Здесь, как и выше, C_i – множитель подобия по параметру i , где i – один из трех параметров, фигурирующих в условии подобия (9): вязкости η , напряжения σ и длительности t . i_m – это значение данного параметра в экспериментальной модели, а i_n – аналогичное значение в природном объекте.

Условие подобия (9) применяется в тех случаях, когда можно не учитывать силу тяжести. При учете же последней условие подобия выводится как прямое следствие 2-го закона Ньютона:

$$F = ma, \quad (10)$$

где, как обычно, F – сила, действующая на тело, m – его масса, a – приданное ему этой силой ускорение. Ускорение силы тяжести g преобразует более общую формулу (10) в выражение:

$$F = mg, \quad (11)$$

а деление обеих частей данного равенства на площадь основания прямой призмы, содержащей толщу горных пород, приведет к известному выражению для величины литостатического давления на глубине h :

$$p = (h\rho) \cdot g, \quad (12)$$

где ρ – осредненная по глубине плотность толщи. В этом выражении давление p имеет размерность напряжения σ , а глубина h – размерность длины l . Поэтому для формулировки условия подобия можно преобразовать формулу (12) в выражение:

$$\sigma = l\rho g. \quad (13)$$

Равенство (13) должно быть справедливо как для модели:

$$\sigma_m = l_m \rho_m g_m, \quad (14)$$

так и для природного объекта:

$$\sigma_n = l_n \rho_n g_n, \quad (15)$$

Разделив равенство (14) на равенство (15), получаем:

$$\frac{\sigma_m}{\sigma_n} = \frac{l_m}{l_n} \cdot \frac{\rho_m}{\rho_n} \cdot \frac{g_m}{g_n}, \quad (16)$$

что и означает искомое условие подобия:

$$C_\sigma = C_l \cdot C_\rho \cdot C_g. \quad (17)$$

Подставляя в (17) условие подобия (9), мы приходим к тому более общему условию подобия (1), с которого начали характеристику условий подобия при физическом моделировании тектонических деформаций.

Использование условий подобия, примеры которых были приведены выше, позволило эксперимен-

таторам во многих странах воспроизвести в лаборатории самые различные структурные формы и их ансамбли разного масштаба и ранга: кливаж, тектоническое разлинзование слоев и будинаж, трещины отрыва и скалывания, отдельные складки и целые складчатые зоны, разрывные нарушения различного кинематического типа (сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги), шарьяжные зоны, рифтовые долины и трансформные разломы срединно-океанских хребтов, зоны спрединга и субдукции, планетарную сеть трещин и разломов, а также многие другие.

Необходимо отметить, что все эти результаты физического моделирования еще не являются доказательством происхождения тех или иных структурных форм и их ансамблей, а лишь подтверждают физическую состоятельность гипотезы об их генезисе, то есть эти результаты только увеличивают вероятность правоты подобной гипотезы. Но решающее слово остается за геологическими данными (данными структурной геологии и геотектоники).

В то же время многократные неудачи в воспроизведении структурных форм и их ансамблей дают повод усомниться в правоте выдвигаемой гипотезы. Например, несмотря на многократные попытки, до сих пор не удается воспроизвести так называемую «складчатость скалывания», в которой кливаж параллелен осевым поверхностям складок, а мощность слоев, измеренная параллельно этим поверхностям (так называемая «осевая мощность»), сохраняет свое постоянство при переходе от крыльев к замкам складок. Другой пример – попытки воспроизвести кливаж в *однородном* материале путем его горизонтального укорочения (в неоднородном материале это удается). Еще пример – попытки смоделировать трансформные разломы срединно-океанских хребтов опять-таки в *однородном*, а главное – в *изотропном* материале.

Трудность соблюдения условий физического подобия при моделировании тектонических деформаций

К сожалению, весьма велика разница между высокой теорией подобия и будничной практикой физического моделирования.

Трудность соблюдения условий физического подобия возникает по разным причинам.

Несовершенство приборов и технологии эксперимента

Весьма сложно сконструировать прибор, который воссоздал бы реальные условия тектонических деформаций.

Как показал с помощью своей оригинальной методики Ф.Л. Яковлев [Яковлев, 1997, 2002], складчатость формируется в результате сочетания «внешнего» сжатия с «внутренней» конвекцией. На рис. 1 показана простейшая модель такого сочетания. Отдельные элементарные объемы осадочной толщи, представленные на рисунке первичными квадратами, содержащими первично-горизонтальную слои-

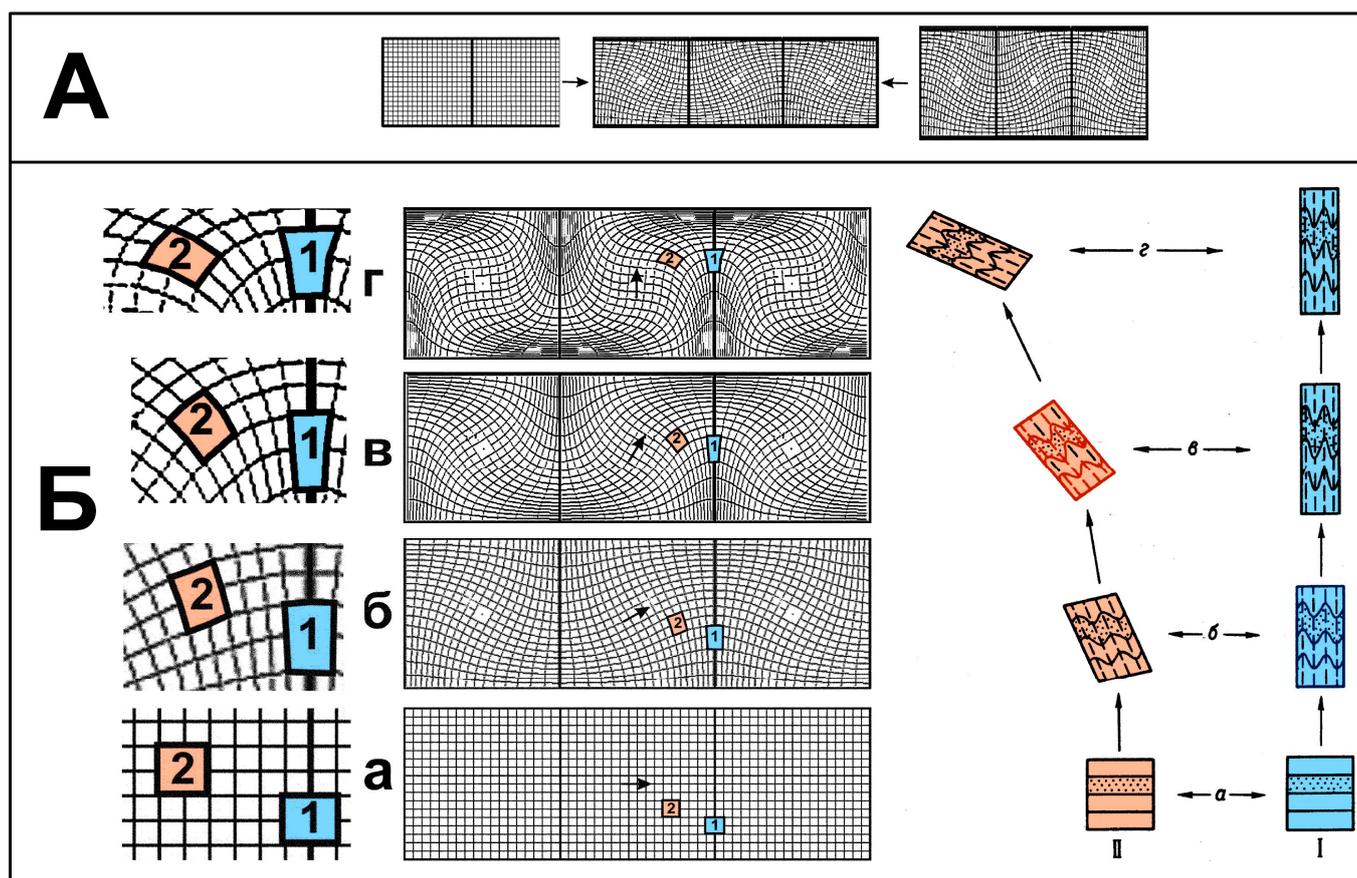


Рис. 1. Реальные условия складкообразования. Как показал с помощью своей оригинальной методики Ф.Л. Яковлев [Яковлев, 1997, 2002], складчатость формируется в результате сочетания «внешнего» сжатия с «внутренней» конвекцией.

А – простейшая модель такого сочетания, по [Гончаров, 1988], с дополнением. Слева – исходное состояние осадочной толщи. В центре – ее состояние после некоторого этапа конвекции. Справа – ее состояние после дополнительного горизонтального сжатия. (В действительности конвекция и сжатие происходят одновременно).

Б – отдельные элементарные объемы осадочной толщи, представленные на рисунке первичными квадратами (начальное состояние **а**), содержащими первично-горизонтальную слоистость, в процессе конвективного тектонического течения испытывают поступательное перемещение (**б**), вращение (**в**) и деформацию (**г**); последняя как раз и выражается в складкообразовании. Каждый из этих первичных квадратов испытывает свою *индивидуальную* деформацию, отличную от деформации своих «соседей». По [Гончаров, 1988], с дополнением.

Fig. 1. Real conditions of folding. According to F.L. Yakovlev [1997, 2002], folding results from a combination of «external» compression and «internal» convection.

A: The simplest model of the above mentioned combination. After [Goncharov, 1988], amended. Left: Initial state of a sedimentary rock mass. Centre: Its status after a stage of convection. Right: Its status after additional horizontal compression. (In reality, convection and compression take place simultaneously).

B: During convective flow, various volume elements of the sedimentary rock mass, shown in the figure as primary squares (**a**, the initial state) containing initial horizontal bedding, are subject to progressive displacement, rotation and strain; the latter is manifested in folding. Each of these primary squares is subject to its *individual* strain which differs from 'neighboring' strains. After [Goncharov, 1988], amended.

стость, в процессе конвективного тектонического течения в условиях внешнего сжатия испытывают поступательное перемещение, вращение и деформацию; последняя как раз и выражается в складкообразовании. Каждый из этих первичных квадратов испытывает свою *индивидуальную* деформацию, отличную от деформации своих «соседей».

Совершенно ясно, что сконструировать прибор, стенки которого имитировали бы деформацию любого из названных элементарных объемов – первичных квадратов, – практически нереально. Обычно складчатость воспроизводят гораздо более примитивным способом – посредством простого горизонтального сжатия (рис. 2), крайне редко – для по-

лучения асимметричных складок – в сочетании с горизонтальным «скашиванием» (рис. 3). Первый способ годится лишь для воспроизведения складчатости, формирующейся в квадрате «1» (см. рис. 1) на оси восходящего конвективного потока. Второй способ реализует ситуацию, характерную лишь для *вращающихся* и «скашивающихся» квадратов, расположенных между осями восходящего и нисходящего потоков (см. рис. 1); реальный прибор не может вращаться аналогичным образом, не говоря уже о том, что необходимо соблюдать определенное соотношение между сжатием квадрата и его «скашиванием», не только разное у различных квадратов, но и изменяющееся даже у отдельного

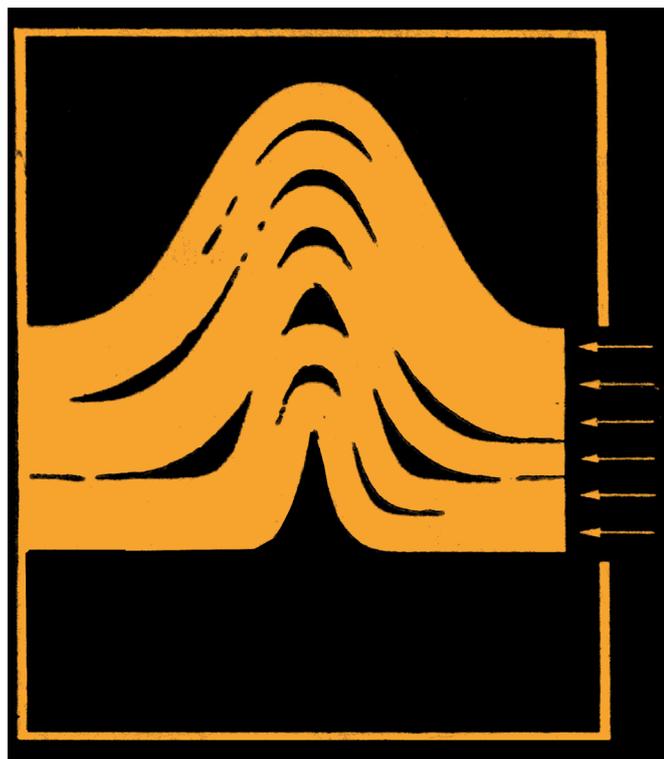


Рис. 2. «Приземленная» реальность эксперимента. Прямая складчатость, воспроизведенная посредством простого горизонтального сжатия слоистого образца. По [Белюсов, Гзовский, 1964].

Такой способ годится лишь для воспроизведения складчатости, формирующейся в квадрате «1» (см. рис. 1) на оси восходящего конвективного потока.

Fig. 2. «Prosaic» reality of experiments. Upright folding simulated by simple horizontal compression of the layered model. After [Belousov, Gzovsky, 1964].

This method is acceptable only for simulation of folding in square 1 (see Figure 1) at the axis of the ascending convection flow.

квадрата в процессе его поступательного перемещения в пределах конвективной ячейки.

Неопределенность оценки значений параметров процесса формирования природных структур

Главными параметрами этого процесса являются следующие:

- размер структур;
- время их формирования;
- деформационные свойства среды их образования, в первую очередь вязкость и предел прочности;
- величина тектонических напряжений.

Точнее всего можно оценить *размер* структур и вмещающих их геологических тел. Даже если в процессе деформации их размер существенно изменился, то разработан комплекс методов реконструкции первоначальных размеров (стрейн-анализ). Одной из последних, наиболее совершенных разработок такого рода является методика, предложенная Ф.Л. Яковлевым [Яковлев, 1997, 2002]

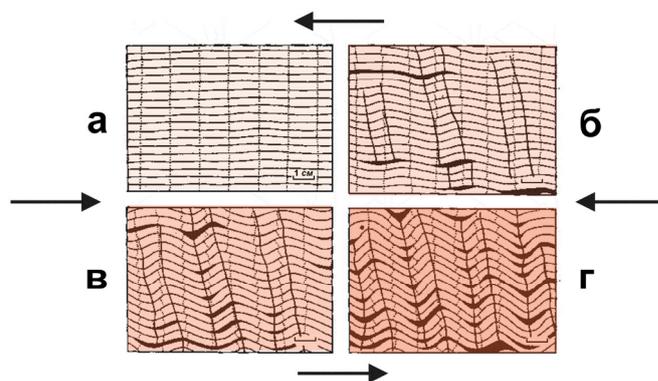


Рис. 3. «Приземленная» реальность эксперимента. Асимметричная складчатость, воспроизведенная посредством сочетания горизонтального сжатия слоистого образца с его горизонтальным «скашиванием». По [Hoeppeper et al., 1983]. а→г – этапы деформации.

Этот способ реализует ситуацию, характерную лишь для *вращающихся* квадратов, расположенных между осями восходящего и нисходящего потоков (см. рис. 1); реальный набор слоев не может вращаться аналогичным образом, не говоря уже о том, что необходимо соблюдать определенное соотношение между сжатием квадрата и его «скашиванием», не только разное у различных квадратов, но и изменяющееся даже у отдельного квадрата в процессе его поступательного перемещения в пределах конвективной ячейки.

Fig. 3. «Prosaic» reality of experiments. Asymmetric folding simulated by combination of horizontal compression of a layered model with its horizontal skewing. After [Hoeppeper et al., 1983]. а→г are stages of deformation.

This method is acceptable only to *rotating* squares which are located between axes of ascending and descending convection flows (see Figure 1). Installations are not able to rotate in a similar pattern; moreover, it is needed to maintain a specific ratio between compression of the square and its «skewing», while such a ratio is not only different for different squares, it changes in each separate square in the process of its progressive translation within the convective cell.

(рис. 4) и применяемая для крупных объемов осадочных толщ.

Менее определенной является оценка *длительности* формирования структур. Например, для складчатости общего смятия обычно принимается оценка в *сотни тысяч и миллионы лет*, основанная на разнице в абсолютном возрасте осадочных толщ, разделенных угловым несогласием (рис. 5). Однако нет никакой уверенности в том, что данный процесс не является значительно более, на один-два порядка, кратковременным.

Хуже всего обстоит дело с *вязкостью* и *пределом прочности* среды. Например, осадочная толща, представленная слоями песчаника с прослоями глины, состоит преимущественно из зерен кварца – главного породообразующего минерала песчаников. Вязкость и прочность кварца можно определить в лаборатории, используя кристаллы горного хрусталя, хотя и в данном случае это будет оценка всего лишь «мгновенной» (в масштабе геологического времени) вязкости и прочности. «Длительную» же вязкость и прочность мы оценить не в состоянии.

Более того, главный механизм деформации породы состоит не в *деформации* кварцевых зерен, а

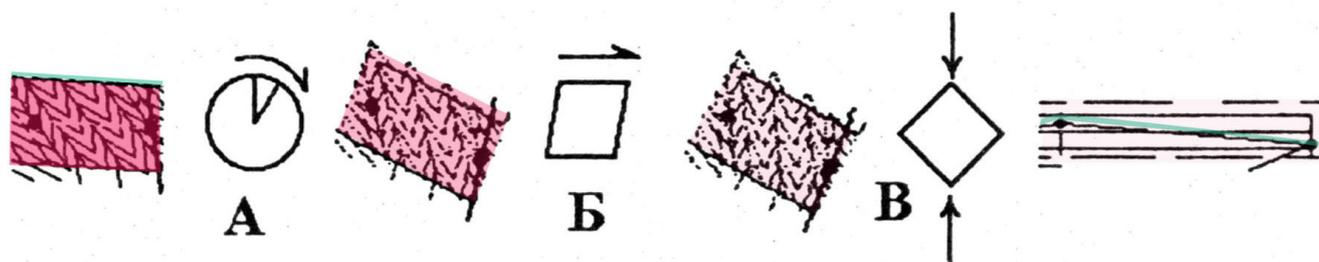


Рис. 4. Реконструкция положения, внутри еще не деформированной слоистой толщи, той поверхности (цветная линия), которая в настоящее время является частью денудационного среза складчатой зоны. Такая реконструкция позволяет довольно точно оценивать первоначальный размер природного объекта. По [Яковлев, 2002].

А, Б, В – последовательные этапы реконструкции, включающие «обратные» действия: поворот (А), простой сдвиг (Б) и вертикальное укорочение (В) элементарного объема складчатой толщи. В действительности «прямые» природные процессы – горизонтальное укорочение, простой сдвиг и поворот – происходили близко-одновременно.

Fig. 4. Simulated position of the surface (coloured line), being a part of the denudation shear of the folded zone, inside the layered rock mass which has not been deformed yet. This reconstruction can provide quite a precise estimation of the initial size of the corresponding natural object. After [Yakovlev, 2002].

А, Б, and В are successive simulation stages which include «backward» effects: rotation (А), simple shear (Б), and vertical shortening (В) of the volume element of the layered rock mass. In reality, «forward» natural processes, i.e. horizontal shortening, simple shear and rotation occurred almost simultaneously.

в их взаимном *перемещении* и сопутствующем *вращении* при наличии более податливого цемента. Вязкость и прочность песчаника также можно оценить в лаборатории. Однако это будет «сухая» порода, в то время как в природе она насыщена флюидами, ее зерна подвергаются растворению под давлением с образованием кливажа, вдоль поверхностей которого осуществляется взаимное проскальзывание микролитонов – основной механизмы деформации. Поэтому вязкость и прочность *породы* (песчаника) заведомо значительно ниже, чем таковые у зерна *минерала* (кварца).

Еще ниже значения вязкости и прочности у *пачки слоев*, поскольку главным механизмом ее складчатой деформации является взаимное проскальзывание слоев.

Попутно заметим, что, по всем вышеназванным основаниям, оценка вязкости и прочности верхней мантии, базирующаяся на определении этих параметров у главного породообразующего минерала – оливина, является заведомо завышенной; на базе такой оценки далее делаются необоснованные выводы о «жесткости» мантийной литосферы и невозможности конвекции в геосфере астеносфера+литосфера.

Неопределенность оценки вязкости заключена также в эволюции механизма складкообразования (рис. 6). На 1-м этапе происходит небольшое горизонтальное укорочение слоистой толщи с формированием кливажа посредством механизма «растворения под давлением». На 2-м этапе возникает собственно складчатость посредством двух механизмов – относительного проскальзывания смежных слоев и относительного проскальзывания смежных микролитонов кливажа. Каждый из этих механизмов определяет «свою» эффективную вязкость деформируемой толщи.

В природных горных толщах их вязкость и проч-

ность изменяются с глубиной под влиянием соответствующего изменения температуры и давления, а также из-за присутствующих в толщах флюидов. Это тоже вносит свою долю в неопределенность оценки этих параметров.

Неопределенность количественной оценки названных параметров усугубляется следующим обстоятельством. Если вернуться к уравнению (2) и переписать его в следующем виде:

$$\eta_m = \eta_n \cdot \frac{l_m}{l_n} \cdot \frac{t_m}{t_n}, \quad (18)$$

то можно констатировать, что искомая вязкость эквивалентного материала является произведением значений пяти параметров, каждый из которых может быть оценен с точностью в лучшем случае до половины порядка (см. выше). По принятому в физике правилу, оценка точности произведения (это относится и к частному от деления) значений величин равна сумме точностей оценок каждого из сомножителей. Поэтому в нашем случае минимальная точность оценки искомой вязкости составит 2.5 порядка. Другими словами, если мы, например, оценили вязкость эквивалентного материала величиной $10^3 \text{ Па}\cdot\text{с}$, то это означает, что можно использовать эквивалентный материал с вязкостью в наиболее «точном» минимальном диапазоне $0.33 \cdot 10^0 \text{ Па}\cdot\text{с} \leq \eta_m \leq 0.33 \cdot 10^5 \text{ Па}\cdot\text{с}$. Этот диапазон можно уменьшить на два порядка, если нам известны *точные* значения размера модельного образца (l_m) и времени проведения опыта (t_m). Однако нет никакой уверенности в том, что можно оценить значения природных параметров – времени процесса (t_n) и особенно вязкости природной толщи (η_n) – с точностью всего лишь до половины порядка.

Пока остается неизвестной зависимость вязкости горных пород и их толщ от длительности дейст-

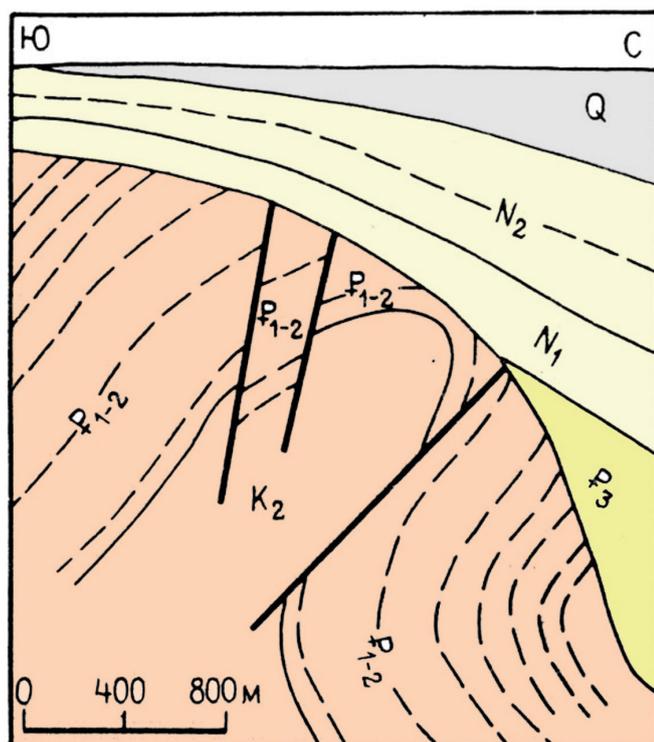


Рис. 5. Антиклиналь в отложениях верхнего мела – эоцена, несогласно перекрытая олигоценными и миоценовыми отложениями (северо-западная часть Кавказа). По [Белусов, 1986]. Такая ситуация позволяет оценить длительность процесса складкообразования в сотни тысяч и миллионы лет, основываясь на разнице в абсолютном возрасте осадочных толщ, разделенных угловым несогласием. Однако нет никакой уверенности в том, что данный процесс не является значительно более, на один-два порядка, кратковременным.

Fig. 5. Anticline in the upper Cretaceous-Eocene deposits which are discordantly covered with the Oligocene and Miocene deposits (the northwestern part of the Caucasus). After [Belousov, 1986] This simulation estimates the duration of folding as *hundreds of thousands or millions years*, based on the difference of absolute ages of the sedimentary rock masses divided by the angular unconformity. However, there is no compelling argument for concluding that the process under study might not have lasted for a considerably shorter, by one or two orders, period of time.

вия напряжений. А вот другое деформационное свойство материалов – предел прочности – обнаруживает обратную зависимость от длительности действия разрушающих напряжений [Гзовский, 1975]: чем длительнее это действие, тем меньше прочность.

Хуже всего обстоит дело с оценкой величины природных *тектонических напряжений*. Эти оценки у разных авторов различаются на три порядка и более.

По результатам измерения в скважинах, эта величина оценивается примерно в 100 МПа [Boudier, Nicolas, 1980; Girardeau, Nicolas, 1981; Moos, Zoback, 1990]. Оценка типичных плито-тектонических напряжений составляет 50 МПа [Теркот, Шуберт, 1985].

В то же время, если опираться на введенную автором «константу складчатости» [Гончаров, 1988;

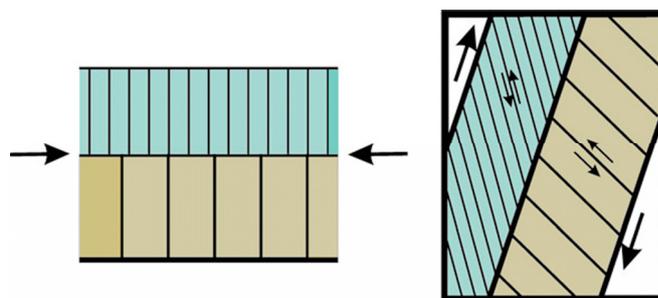


Рис. 6. Эволюция механизма складкообразования. На 1-м этапе происходит небольшое горизонтальное укорочение слоистой толщи с формированием кливажа посредством механизма «растворения под давлением». На 2-м этапе возникает собственно складчатость посредством двух механизмов – относительного проскальзывания смежных слоев и относительного проскальзывания смежных микролитонов кливажа. Каждый из этих механизмов определяет «свою» эффективную вязкость деформируемой толщи.

Fig. 6. Evolution of folding mechanism. In the 1st stage, slight horizontal shortening of the layered rock mass and cleavage occur due to «solution-under-pressure» mechanism. In the 2nd stage, true folding is caused by two mechanisms: (a) relative creeping of adjacent layers, and (b) relative creeping of adjacent microlithons of cleavage. Each of the mechanisms determines 'its own' effective viscosity of the rock mass being deformed.

Гончаров и др., 2005]:

$$\frac{\sigma}{\eta} \sim 1, \quad (19)$$

где t – длительность действия девиаторных складкообразующих напряжений σ (осредненных по t), а η – эффективная вязкость осадочной толщи, то, с учетом приведенных выше оценок $t \sim 1 \text{ млн лет} \approx 10^{13.5} \text{ с}$ и $\eta \sim 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$, можно заключить, что складкообразующее напряжение $\sigma \sim 0.03 \text{ МПа}$ с доверительным интервалом (0.001÷1.0) МПа (рис. 7).

В этот доверительный интервал попадают оценки некоторых других авторов.

Пересчет данных Е.И. Паталахи с соавторами [Паталаха и др., 1974] с использованием принятых нами значений исходных параметров (рис. 7) дает величину напряжений при формировании так называемых «складок течения», равную 0.03 МПа, а при образовании «складок изгиба» – 0.005 МПа.

Ж.С. Ержанов с соавторами [Теория..., 1975] использовали более близкую к действительности реологическую модель осадочной толщи, чем принятое нами линейно-вязкое приближение. Деформация компетентных слоев рассчитывалась ими в двух вариантах вязкоупругости – по модели тела Максвелла и по модели стандартного линейного тела. Для некомпетентных слоев применялась модель линейно-вязкого тела Ньютона. В результате оказалось, что линейная складчатость может возникать при напряжениях в десятые доли МПа, если отношение мощности слоев к их длине составляет 0.001. Если же это отношение равно 0.0001 (слои мощностью в десятки сантиметров при ширине

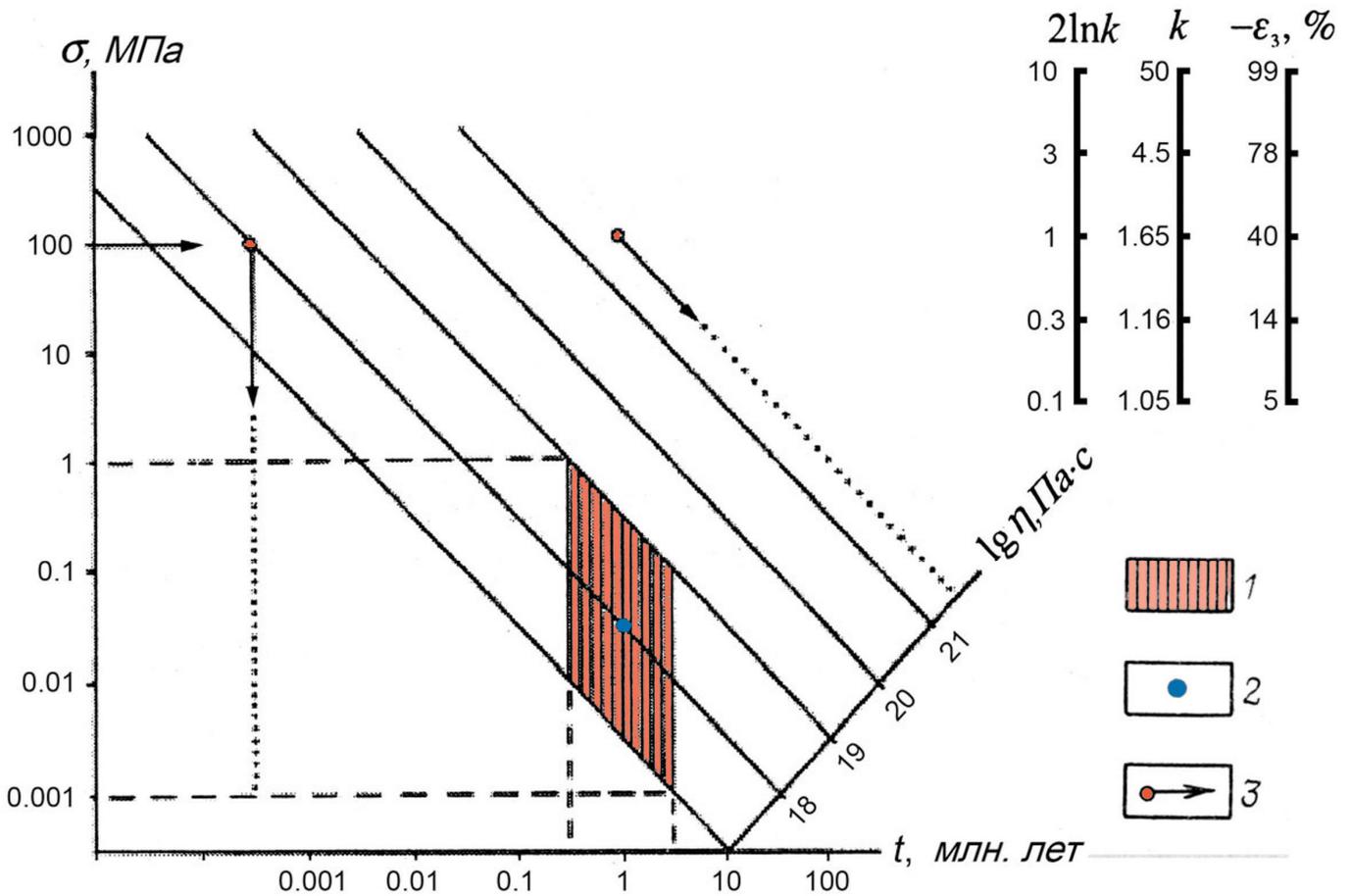


Рис. 7. Графическое изображение уравнения (19) – «константы складчатости». 1 – доверительная область складкообразующих девиаторных напряжений σ ; 2 – центр доверительной области; 3 – оценки параметров складкообразования при значении $\sigma = 100 \text{ МПа}$.
 На шкале $2\ln k$ показана слабая изменчивость этой величины ($2\ln k$) в пределах реальных значений кратной (k) и соответствующей ей процентной ($-\epsilon_3$) величин горизонтального укорочения складчатых толщ.
 Уравнение (19) можно представить графически в виде семейства прямых – линий равной вязкости η , образующих с осями координат угол 45° . По осям в логарифмическом масштабе отложены t (длительность складкообразования) и σ . Подставляя в это уравнение указанные выше характерные значения η и t , получаем характерную величину $\sigma \sim 0.03 \text{ МПа}$. Принятые для расчета значения величин пересекаются в точке, обозначенной синим кружком. Это центр той заштрихованной области, которая образуется при пересечении доверительных интервалов: от 0.3 до 3 млн лет для t и от 10^{17} до $10^{19} \text{ Па}\cdot\text{с}$ для η . В результате получаем доверительный интервал для складкообразующих напряжений – от 0.001 до 1 МПа.

Fig. 7. Graphical representation of equation (19): «the constants of folding». 1 – confidence interval of deviator stresses, σ creating folding; 2 – center of the confidence interval; 3 – estimations of parameters of folding for $\sigma = 100 \text{ MPa}$.
 Scale $2\ln k$ shows weak variability of value $2\ln k$ within limits of the actual multiple (k) and corresponding percentage ($-\epsilon_3$) values of horizontal shortening of the folded rock masses.
 Equation (19) can be given graphically as a set of straight lines, i.e. lines of equal viscosity, η which form an angle of 45° with the coordinate axes. Values σ and duration of fold formation, t are given along the axes at the logarithmic scale. With typical values η and t , a typical value of $\sigma \sim 0.03 \text{ MPa}$ is obtained. The blue circle shows a crossing point of the values which are accepted for computing; it is the center of the hatched area formed at the confidence intervals' intersection (from 0.3 to 3 Ma for t , and from 10^{17} to $10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ for η). Thus we conclude that the confidence interval for the deviator stresses, σ , which cause folding, ranges from 0.001 to 1.0 MPa.

складчатой зоны в километры), то величина складкообразующих напряжений снижается на два порядка, т.е. до значений в тысячные доли мегапаскала.

О небольшой величине складкообразующих напряжений говорят и другие авторы (например, Э.У. Спенсер [1981] и У. Файф с коллегами [1981]).

Вышеприведенные и другие аргументы свидетельствуют о весьма скептической оценке возможности точного соблюдения условий подобия, в

том числе и тех, которые фигурировали в формулах (9) и (17).

В этой ситуации неопределенности оценок главных параметров природного структурообразования остаются два возможных выхода:

во-первых, принятие, в первом приближении, того постулата, что, особенно в простейших случаях тектонического моделирования, условия подобия выполняются *автоматически*, независимо от выбора эквивалентного материала [Белоусов, Гончаров,

1991];

во-вторых, получение чисто *качественного* результата моделирования, без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования.

УПРОЩЕНИЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ В СЛУЧАЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО ВЫПОЛНЕНИЯ УСЛОВИЙ ПОДОБИЯ

Предположим, что мы, как ранее для выполнения условия (1), определили вязкость эквивалентного материала (пусть она опять составит $\eta_m \sim 10^3 \text{ Па} \cdot \text{с}$), затем провели эксперимент и осуществили горизонтальное укорочение модельной «толщи», скажем, в два раза, предварительно оценив такой же величиной укорочение природной толщи. Вернемся к тождественным уравнениям (7–9) и зададимся вопросом: а что изменится, если для эксперимента мы выберем материал с вязкостью $\eta_m \sim 10^4 \text{ Па} \cdot \text{с}$, т.е. в десять раз (на один порядок) выше? В соответствии с законом вязкого течения (6), для достижения той же величины горизонтального укорочения модельной «толщи», нам потребуется время, в десять раз более длительное, чем первоначальное. В результате левая часть уравнения (7) останется без изменений, поскольку в десять раз увеличены как ее числитель, так и знаменатель, и по-прежнему будет равна правой части. Другими словами, изменив произвольно вязкость эквивалентного материала, мы, тем не менее, соблюли условие подобия (7–9), которое, как было показано выше, является лишь другой формой записи уравнения (6).

Аналогичный результат получится, если мы, сохранив прежнюю вязкость эквивалентного материала, уменьшим, например, в десять раз напряжение σ_m . В этом случае по закону вязкого течения (6) для достижения той же величины горизонтального укорочения модельной «толщи» нам снова потребуется время, в десять раз более длительное, чем первоначальное. И опять левая часть уравнения (7) останется без изменений и сохранит равенство с правой частью этого уравнения, то есть условие подобия (7–9) снова будет соблюдено.

Отсюда следует весьма важный вывод. В тех случаях, когда условия подобия выведены из простых законов механики сплошной среды, в которых переменные связаны только *линейными* соотношениями, таких, как закон вязкого течения (4, 6), и когда мы можем полагать, что как природная толщина, так и модельный материал ведут себя в соответствии с этими законами, условия подобия выполняются автоматически при применении любого модельного материала (в данном примере материала любой вязкости). При выборе такого материала можно руководствоваться лишь соображениями удобства – чтобы его вязкость была не слишком низкой (когда модельные образцы невозможно разрезать для фотографирования и изучения), но и не слишком высокой (в этом случае сильно увеличивается длительность эксперимента).

Помимо соображений удобства, можно указать еще одно преимущество автоматического выполнения условий подобия. Как и в вышеописанном случае с уравнением (1), использование уравнения (7) предполагает, что значения всех входящих в него параметров нам известны, кроме одного, которое и требуется определить. Но теперь вязкость модельного материала мы можем выбирать произвольно. Значит, можно с помощью этого уравнения оценить значение другого параметра, на этот раз природного. Таким параметром, наиболее трудно поддающимся оценке, является то природное напряжение σ_n , которое, действуя в течение времени t_n на природную толщу с осредненной по времени эффективной вязкостью η_n , вызвало ее горизонтальное укорочение в k раз. Такая оценка уже фигурировала выше для складкообразующих напряжений.

Необходимо сразу оговорить, что закон вязкого течения (4, 6) предполагает *постоянство* значений напряжения σ и вязкости η в течение времени t . Между тем соблюдение этого условия даже в эксперименте (не говоря уже о природной обстановке) представляет собой определенную проблему. Напряжение σ определяется как частное от деления приложенной сбоку силы на площадь боковой поверхности модельного образца. Однако в процессе деформации образец не только испытывает укорочение по горизонтали, но для сохранения своего объема также удлиняется по вертикали. Соответственно увеличивается и площадь боковой поверхности, так что при неизменности силы горизонтального сжатия напряжение σ уменьшается. И для поддержания постоянства напряжения придется эту силу постоянно (по мере деформации) увеличивать. В эксперименте это еще можно осуществить, а как обстоит дело в природной обстановке – сказать трудно.

Вязкость η также изменяется в процессе деформации, поскольку, как говорилось выше, при складкообразовании последовательно включаются разные механизмы деформации слоистой толщи, которые и определяют ее эффективную вязкость.

Таким образом, закон вязкого течения (4, 6) справедлив лишь для неких осредненных по времени значений напряжения σ и вязкости η . Напомним, что под σ , если нет специальных оговорок, подразумевается девиаторное напряжение, т.е. та часть общего напряжения, которая, собственно, и вызывает деформацию.

В качестве примера автоматического выполнения условий подобия приведем один из результатов физического моделирования обвально-оползневых процессов на горных склонах [Bachmann et al., 2004]. Одним из соавторов этого исследования является известный специалист в области физического моделирования критериев подобия, А.И. Шемента [1983]. В этой работе в условиях подобия фигурирует прочность горных масс, слагающих склон. Численное значение этого параметра, как отмечено выше, не поддается прямой независимой оценке, которую можно было бы ввести в уравнения, определя-

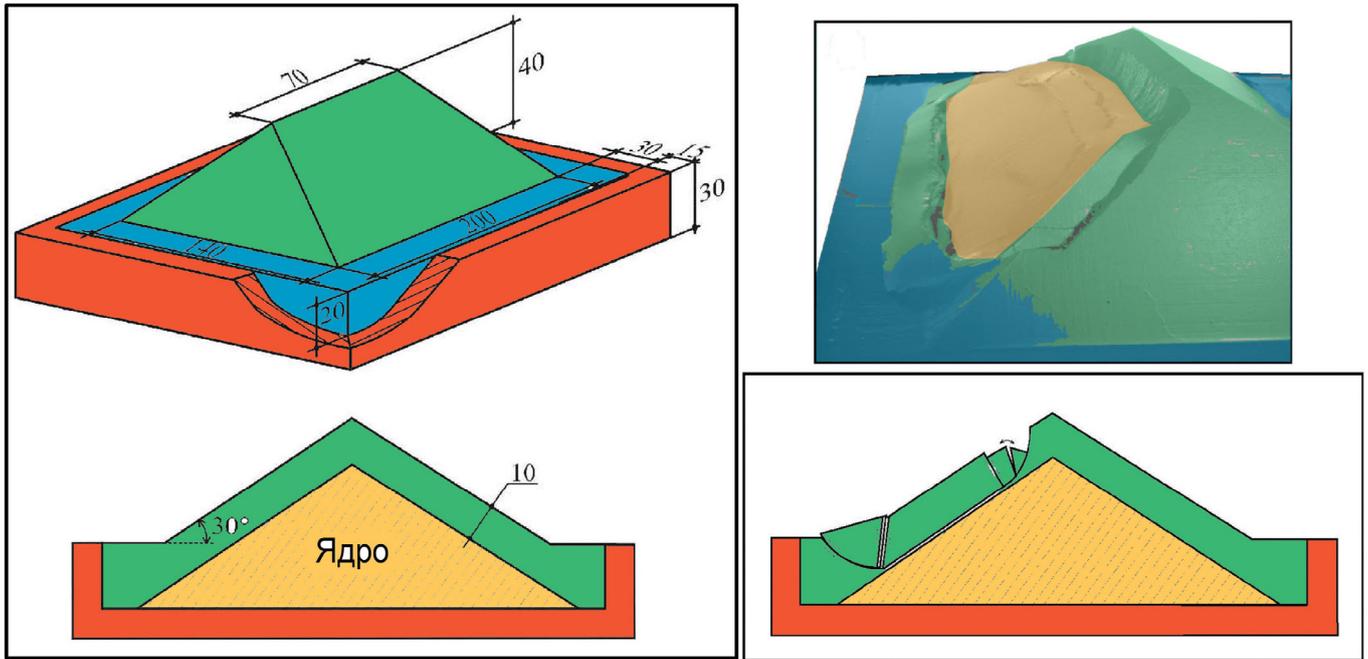


Рис. 8. Схема модели обрушения склона под действием силы тяжести, когда искусственно созданное в экспериментальной установке ускорение силы тяжести достигло критической величины, соответствующей пределу прочности эквивалентного материала. По [Bachmann et al., 2004].

Слева – начальное положение (размеры – в мм). Справа – результат обрушения склона. Верхние рисунки – трехмерное изображение, нижние – вертикальные разрезы.

Fig. 8. The scheme of the model of slope caving under gravity force. It is shown that the acceleration of gravity, which is produced by the experimental installation, has reached its critical value corresponding to the ultimate strength of the equivalent material. After [Bachmann et al, 2004].

Left: initial position (size in millimeters). Right: result of slope caving. Top figures: 3D views. Bottom figures: Vertical cross-sections.

ющие условия подобия. Как же выходят из этого положения упомянутые авторы?

В этой работе было использовано такое условие подобия:

$$\frac{\sigma_n^{sc}}{\rho_n g_n h_n} = \frac{\sigma_m^{sc}}{\rho_m g_m h_m}. \quad (20)$$

Здесь ρg – удельный вес (ρ – плотность, g – ускорение силы тяжести), σ^{sc} – прочность склона на сжатие, h – размер (в данном случае высота склона), а индексы « n » и « m » обозначают, как и выше, природные (natural) и модельные (model) условия, соответственно.

В опытах авторов в специально сконструированном приборе постепенно увеличивалось ускорение g_m , пока не возникали трещины на склоне. Этим достигалось соблюдение условий подобия. Разберем этот случай более подробно.

На рис. 8 слева изображена исходная модель в виде треугольной призмы с горизонтальным ребром – вершиной «склона». Специальное устройство прибора позволяло «сбрасывать» образец с некоторой высоты с амортизацией падения таким образом, чтобы имитировать регулируемое и задаваемое экспериментатором ускорение силы тяжести g_m . Образец «сбрасывался» много раз с постепенным увеличением g_m , пока на его «склоне» не появ-

лялись трещины с последующим оползанием части «склона» (правая часть рисунка). Тем самым постепенно увеличивалось фигурирующее в правой части уравнения (20) произведение $\rho_m g_m h_m$, пропорциональное напряжению σ_m , которое возникает в образце под действием его собственного веса. По достижении критического значения прочности σ_m^{sc} происходило формирование трещин.

Однако названное произведение $\rho_m g_m h_m$ можно было постепенно увеличивать и двумя другими способами, сохраняя на этот раз ускорение g_m постоянным, а именно, либо увеличивая размер (в данном случае высоту) модели h_m , либо увеличивая плотность эквивалентного материала ρ_m . Однако это вызвало бы практическое неудобство – создание каждый раз нового образца. Таким образом, увеличение в эксперименте ускорения g_m фактически означало увеличение напряжения σ_m в образце вплоть до достижения предела прочности σ_m^{sc} . Другими словами, в момент появления трещин выполнялось условие:

$$\sigma_m^{sc} = \rho_m g_m l_m, \quad (21)$$

где l – линейный размер модели, что соответствует, принимая во внимание уравнение (20), условию для природного процесса:

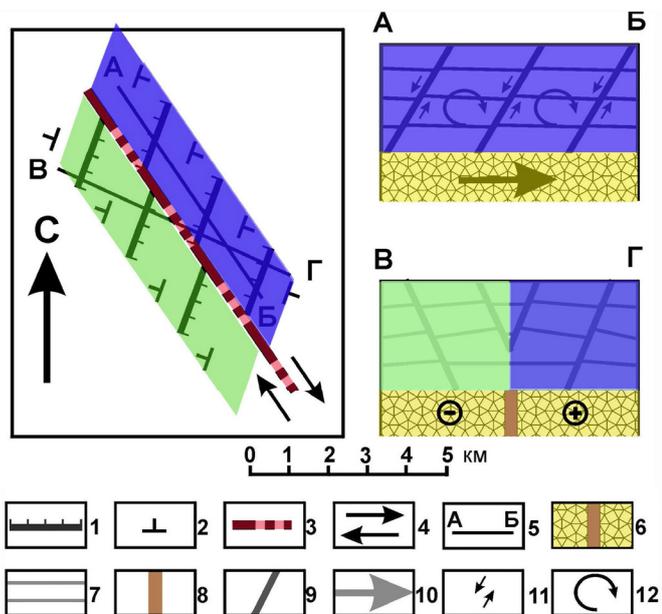


Рис. 9. Схематическая морфология и кинематика структур «пропеллерного» типа, формирующихся в осадочном чехле под действием смещения вдоль субвертикального сдвигового разлома в фундаменте.

Слева – обобщенная структурная схема по кровле одного из горизонтов осадочного чехла: 1 – сбросы; 2 – элементы залегания кровли горизонта; 3 – граница смены направления падения сместителей сбросов, расположенная над сдвиговым разломом в фундаменте; 4 – направление сдвигового смещения; 5 – линии разрезов. Справа – вертикальные разрезы: 6 – фундамент; 7 – осадочный чехол; 8 – сдвиговой разлом в фундаменте; 9 – сбросы в чехле; 10 – направление смещения фундамента относительно чехла; 11 – направление смещения по сбросам; 12 – направление вращения вещества чехла внутри «разрывно-пластических» ячеек. Синим тоном обозначен чехол на северо-восточном крыле правостороннего сдвигового разлома фундамента, движущемуся в плане к юго-востоку, а на разрезе АБ – в сторону наблюдателя (знак «плюс» в кружке, по аналогии с электрической батареей). Зеленым тоном обозначен чехол на юго-западном крыле разлома, движущемуся в плане к северо-западу, а на разрезе АБ – в сторону от наблюдателя (знак «минус» в кружке).

Fig. 9. Schematic morphology and kinematics of «helicoidal» structures which occur in the sedimentary cover by displacement along the sub-vertical strike-slip fault in the basement.

Left: the generalized structural scheme along the roof of the sedimentary cover horizon. 1 – normal faults; 2 – beds of the horizon's roof; 3 – boundary of change of the dip direction, that is located above the strike-slip fault in the basement; 4 – strike-slip displacement direction; 5 – cross-section lines. Right: vertical cross-sections. 6 – basement; 7 – sedimentary cover; 8 – strike-slip fault in the basement; 9 – normal faults within the cover; 10 – direction of displacement of the basement relative to the cover; 11 – direction of displacement along the normal faults; 12 – direction of rotation of the cover substance inside 'brittle-plastic' cells. Colours: Blue – the cover on the NE wing of the dextral strike-slip fault in the basement; the NE wing moves towards SE in plan and towards the observer in cross-section АБ (circle «+», like that on electric batteries). Green – the cover on the SW wing of the fault; the SW wing moves in the NW direction in plan and away from the observer in cross-section АБ (circle «-»).

$$\sigma_n^{sc} = \rho_n g_n l_n, \quad (22)$$

где l – линейный размер в натуре.

Таким образом, в данной серии экспериментов

условие подобия выполнялось автоматически, для любого эквивалентного материала, лишь бы он был удобен для проведения опытов.

Выше говорилось об обратной зависимости прочности материалов от длительности действия разрушающих напряжений [Гзовский, 1975]: чем длительнее это действие, тем меньше прочность. В данном случае мы сталкиваемся с двойственностью трактовки неустойчивости склона.

С одной стороны, это гравитационная неустойчивость, обусловленная силой тяжести и стремлением горных масс к смещению вниз; это напряжение действует столько же времени, сколько существует сам склон, поэтому в течение достаточно длительного времени склон должен сам по себе потерять устойчивость без всякого дополнительного воздействия. Такую так называемую «длительную» прочность оценить невозможно.

С другой стороны, сейсмическое воздействие весьма кратковременно, поэтому прочность материала при таком воздействии (так называемая «мгновенная» прочность) значительно выше «длительной» прочности.

В условиях неопределенности оценки прочности природных толщ автоматическое соблюдение условий подобия приходится весьма кстати.

УПРОЩЕНИЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ БЕЗ ПРЕТЕНЗИЙ НА КОЛИЧЕСТВЕННУЮ ОЦЕНКУ ПАРАМЕТРОВ ПРОЦЕССА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

Другими словами, это стремление к получению чисто *качественного* результата моделирования. В данном случае речь идет о том, что можно было бы назвать «структурным подобием». Реально такой подход существовал всегда, хотя многие авторы при этом «прикрывались» количественными расчетами условий подобия как щитом, дающим пропуск к публикации в рецензируемый журнал, хотя на самом деле они были «жертвой самообмана» (см. выше высказывание В.В. Белоусова из [Методы моделирования..., 1988, с. 22]). Серьезные наметки обоснования принципа «структурного подобия» содержатся в работе [Гинтов, Исай, 1988]. Думается, что, с учетом иерархической соподчиненности структур, о которой говорилось выше, такому подходу принадлежит будущее. При невозможности воспроизвести весь иерархический спектр структур имеет смысл производить *селективное* моделирование структур разного ранга, что рекомендовал еще М.В. Гзовский [Гзовский, 1975].

В качестве примера приведем наше недавнее исследование по выявлению механизма формирования нефтегазоносных структур «пропеллерного» типа [Koronovsky et al., 2009].

Это исследование началось после того, как сейсморазведка 3D впервые выявила в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты необычный парагенез структур, осложняющий нефтегазоносные брахиантиклинальные поднятия. Он представлен в плане линейными системами кулисообразно расположенных малоамплитудных сбросов, приуроченными к сдвигам в фундаменте (рис. 9). На разных

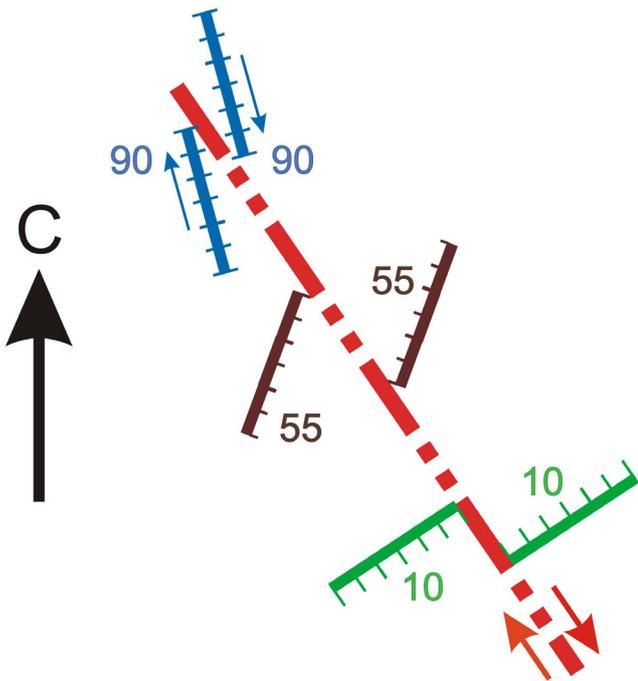


Рис. 10. Характерные разрывные структуры (сколы Риделя R , отрезки со штрихами, направленными в сторону падения), формирующиеся в осадочном чехле над субвертикальным сдвиговым разломом фундамента (оранжевая прерывистая линия), простирающимся в том же направлении, что и на рис. 9. Цифрами обозначены углы падения разрывов.

В «северной» части сколы Риделя (синий цвет) образуются в геодинамической обстановке только горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости. В «южной» части эти сколы (зеленый цвет) формируются в геодинамической обстановке тоже только горизонтального сдвига, но на этот раз вдоль горизонтальной же плоскости. В центральной части сколы Риделя (коричневый цвет) образуются при интерференции обеих названных обстановок, в результате чего углы их падения и азимуты их простираения имеют промежуточные значения, соответствующие элементам залегания сбросов, изображенных на рис. 9.

Fig. 10. Typical ruptures (Riedel shears R , segments with streaks directed toward dip) which occur in the sedimentary cover above the sub-vertical strike-slip fault in the basement (orange dash line) stretching in the same direction as shown in Figure 9. Numbers show dip angles of ruptures.

In the «northern» part, the Riedel shears (dark blue) are formed in the geodynamic setting of only horizontal shear along the vertical plane. In the «southern» part, the Riedel shears (green) are formed in the geodynamic setting of only horizontal shear too, yet along the horizontal plane. In the «central» part, the Riedel shears (brown) are formed in interference of the two above mentioned settings. As a result, dip angles and strike azimuths of such shears are characterised by intermediate values corresponding to beds of the normal faults shown in Figure 9.

крыльях сдвига сместители сбросов падают в противоположные стороны, образуя структуру, напоминающую лопасти пропеллера. В разрезе АБ, параллельном сдвигу, границы слоев и сместители сбросов также падают в противоположных направлениях. В сечении ВГ вкостр простираения сходящихся к фундаменту сбросов слои обрисовывают антиформу с «просевшим» по сбросам сводом (структура «цветка»).

Данный структурный парагенез сформировался

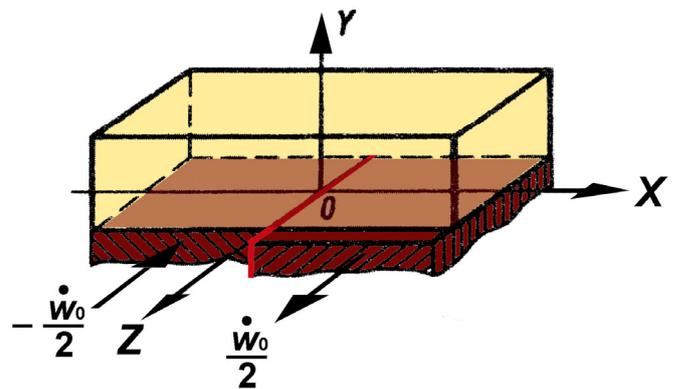


Рис. 11. Схема нагружения бесконечного в латеральном направлении плоского слоя, имитирующего осадочный чехол и лежащего на двух полубесконечных жестких блоках «фундамента», при математическом моделировании. По [Ребецкий и др., 2008].

Fig. 11. Loading scheme for the plane layer which is laterally infinite. For mathematical simulation, it represents the sedimentary cover on two semi-infinite rigid blocks of the «basement». After [Rebetsky et al., 2008].

в поле напряжений, обусловленном горизонтальными сдвиговыми смещениями вдоль субвертикальных разломов в фундаменте, «сцепленном» с осадочным чехлом. Эти смещения создают в чехле геодинамическую обстановку горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости. Характерными разрывными структурами, возникающими в такой обстановке и неоднократно воспроизведенными экспериментально, являются *субвертикальные* сколы Риделя, простирающие которых *близко к простираению* сдвигового разлома в фундаменте (рис. 10, «северная» часть).

Необычность же исследованного нами структурного парагенеза (см. рис. 9) заключается в *умеренных* углах как падения сбросов, так и их простираения по отношению к простираению разлома в фундаменте (рис. 10, средняя часть).

Одним из возможных объяснений такого отклонения углов падения и простираения сбросов является *сопротивление* осадочного чехла горизонтальному перемещению блоков подстилающего фундамента. На этом вопросе следует остановиться особо.

Многими авторами, среди которых в первую очередь следует назвать С.И. Шермана, К.Ж. Семинского и С.А. Борнякова [Разломообразование..., 1991], а также и нами в начале нашего исследования, эксперименты по выявлению воздействия горизонтальных сдвиговых перемещений вдоль субвертикальных разломов фундамента на перекрывающий его осадочный чехол производились так, как это показано ниже на рис. 12, а. В этих экспериментах «чехол» ограничен в своем горизонтальном перемещении только «сцеплением» с «фундаментом». На фронте же и в тылу своего перемещения он своими вертикальными боковыми границами соприкасается только с воздухом, т. е. не встречает никакого сопротивления.

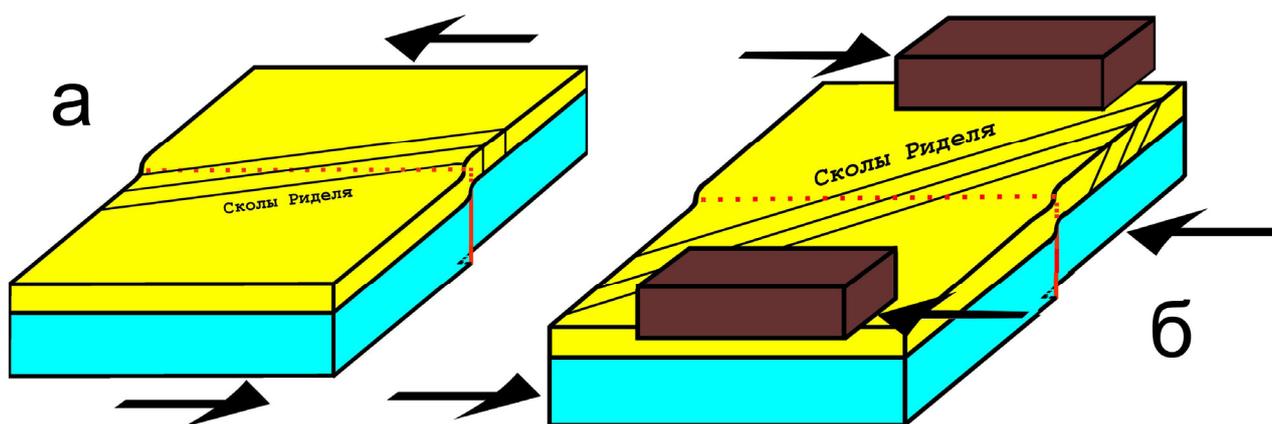


Рис. 12. Воспроизведение сколов Риделя: а – при отсутствии сопротивления осадочного чехла (желтый цвет) горизонтальному перемещению блоков фундамента (голубой цвет); б – при наличии такого сопротивления. Сопротивление чехла символично обозначено гравитационной нагрузкой (коричневый цвет); сколы Риделя показаны схематично в виде параллельных плоскостей. Реальные конструкция сопротивления и вид сколов Риделя изображены ниже на рис. 13.

Fig. 12. Reproduction of Riedel shears without (a) and with (б) resistance of the sedimentary cover (yellow) to horizontal displacements of the basement blocks (blue).

In the scheme, gravity loading (brown) stands for resistance of the cover. Parallel planes show the Riedel shears. Real structures of resistance and the Riedel shears are shown below in Figure 13.

Такая трактовка «проникла» даже в математическую модель, в которой чехол фигурирует в качестве «бесконечного в латеральном направлении плоского слоя на двух полубесконечных жестких блоках» [Ребецкий и др., 2008, с. 117, подпись к рис. 17] (рис. 11). В этой модели каждая материальная точка чехла смещается на величину w по горизонтали вдоль оси Z в соответствии с выражением:

$$w = \frac{w_0}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{sh(\pi x / 2H)}{\sin(\pi y / 2H)}, \quad (23)$$

где w_0 – амплитуда сдвига блоков фундамента, а H – мощность осадочного слоя.

Если произвести анализ этой формулы, то обнаружится, что на поверхности слоя, при $y = h$ и на достаточном удалении ($x \rightarrow \infty$) от оси сдвига Z , смещение этой поверхности составит:

$\lim_{x \rightarrow \infty} w(x) = \frac{w_0}{2}$, т. е. как раз ту величину, на кото-

рую смещена подошва слоя (рис. 12, б). Другими словами, хотя слой и бесконечен, но на достаточном удалении от оси сдвига он, «прилипший» к фундаменту, свободно смещается вместе с последним, как это и происходит в упомянутых экспериментах, где на фронте своего движения «чехол» встречает лишь сопротивление воздуха.

Однако на Западно-Сибирской плите (как и в других аналогичных ситуациях) осадочный слой простирается гораздо дальше, чем сдвиговый разлом в фундаменте. Если бы осадочный слой смещался в соответствии с формулой (23), то на окончаниях разлома, где смещение в фундаменте отсутствует, он также не испытывал бы смещения. В результате на одном окончании разлома происходило бы «скупивание» поверхности слоя в виде

складок или надвигов, а на другом, соответственно, его растяжение с образованием депрессии или сбросов. Поскольку ничего подобного на окончаниях разломов не зафиксировано, то остается сделать вывод, что поверхность осадочного слоя никакого горизонтального смещения не испытывает. В то же время его подошва, «прилипшая» к фундаменту, смещается вместе с последним. А это означает, что в слое происходит деформация *горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости* под действием соответствующего напряжения. Это напряжение отражает *сопротивление* слоя горизонтальному перемещению блоков фундамента, в том числе и на достаточном удалении от сдвигового разлома в фундаменте.

В результате этого сопротивления в чехле возникает геодинамическая обстановка горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости (аналогичная, например, обстановке субдукции полого погружающейся океанической литосферы под «сопротивляющуюся» континентальную литосферу, чреватой сильными землетрясениями). В такой обстановке возникают *пологие* сколы Риделя, простирающиеся перпендикулярно к направлению смещения блоков фундамента (рис. 10, «южная часть»).

Логично предположить, что исследованный нами структурный парагенез (см. рис. 9, а также рис. 10, средняя часть) сформировался в результате *интерференции* полей напряжений: 1) горизонтального сдвига в вертикальной плоскости (порожденного сдвигом в фундаменте) и 2) горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости (обусловленного упомянутым сопротивлением чехла горизонтальному перемещению подстилающего фундамента). При такой интерференции смещения по сбросам в чехле происходили в вертикальном и в большей степе-

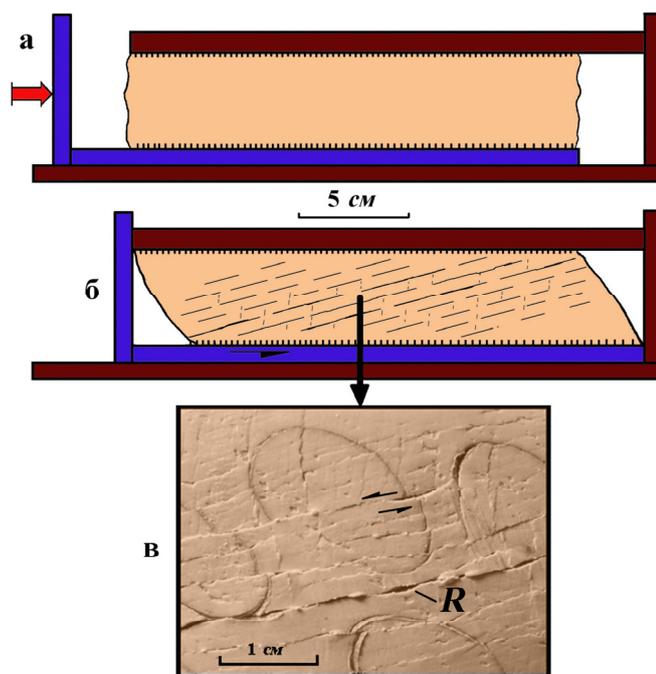


Рис. 13. Деформация горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости в эксперименте.

Образец из влажной глины помещен между двумя жесткими пластинами. Нижняя пластина («фундамент») смещается в горизонтальном направлении; верхняя жестко закреплена и создает сопротивление перемещению: а – образец до деформации; б – после деформации сдвига. Длинными и короткими черточками схематически показаны R-сколы и менее развитые R'-сколы; в – фрагмент боковой части образца. Хорошо видны пологие R-сколы со смещениями сбросового типа.

Fig. 13. Simulated deformation of the horizontal shear along the horizontal plane.

A wet-clay model is placed between two rigid plates. The bottom plate («basement») can move horizontally; the top plate is fixed rigidly and resists displacement. а – the model before deformation. б – the model after shear displacement. R-shears and less developed R'-shears are shown as long and short lines. в – the fragment of the side part of the model. Gently dipping R-shears with normal displacements are clearly visible.

ни в горизонтальном направлениях, так что, по существу, разрывы чехла являются сбросо-сдвигами.

Экспериментальная проверка гипотезы об интерференции двух полей напряжений как причине формирования описанного необычного структурного парагенеза заключалась в поиске ответа на два вопроса:

1. Возникнут ли сколы Риделя со сбросовой компонентой смещения и с умеренными значениями элементов залегания, т. е.: а) не круто и не полого падающие; б) простирающиеся не близко-параллельно и не близко-перпендикулярно к направлению сдвига? Это будет сугубо качественная проверка на физическую состоятельность гипотезы.

2. В случае положительного ответа на первый вопрос, можно ли вывести на основе анализа модели интерференции полей напряжений некое следствие, которое подтвердилось бы на природном фактическом материале?

Для эксперимента необходимо было подобрать эквивалентный материал с единственным сугубо качественным свойством – способностью реагировать на нагрузку как пластической, так и разрывной деформацией, безотносительно к его вязкости и прочности. Таким свойством обладают глинистая паста и смесь песка с солидолом. Глинистая паста позволяет, в зависимости от степени увлажнения, изменять как ее вязкость, так и прочность. Смесь песка с солидолом удобна при проведении экспериментов, направленных на воспроизведение различных структур растяжения.

На первый из поставленных вопросов был получен положительный ответ. В контрольных экспериментах (рис. 12, а), как и у многочисленных предшественников, сопротивление «осадочного чехла» (желтый цвет) отсутствовало и возникали субвертикальные сколы Риделя, простирающие которых было близко к простираению сдвигового разлома в фундаменте (голубой цвет), в соответствии со схемой рис. 10, «северная» часть. При наличии же такого сопротивления (рис. 12, б) эти сколы отклонились как по углу падения, так и по простираению, в соответствии со схемой рис. 10, средняя часть.

Экспериментальная установка с воспроизведением сопротивления осадочного чехла горизонтальному смещению блоков фундамента изображена на рис. 13.

Для ответа на второй поставленный вопрос в качестве следствия из анализа модели интерференции полей напряжений было сделано следующее умозаключение.

Генеральной причиной сдвиговых перемещений вдоль разломов фундамента, имеющих СЗ и СВ простирающие и образующих в плане ромбовидную систему, является общее для Западно-Сибирской плиты субмеридиональное сжатие [Koronovsky et al., 2009]. При этом различные разломы диагонального простирающего ориентированы к оси максимального сжатия под разными углами. Следовательно, горизонтальные смещения вдоль этих разломов обусловлены касательными напряжениями разной величины и поэтому имеют различную амплитуду. В то же время осадочный чехол над этими разломами имеет примерно одинаковую мощность и поэтому оказывает одинаковое сопротивление перемещению блоков фундамента. Это означает, что при интерференции двух полей напряжений над теми разломами фундамента, у которых значения названных касательных напряжений и амплитуд перемещения повышены, будут, в соответствии с логикой рис. 10, формироваться кулисы сбросо-сдвигов с пониженными значениями угла между простирающим сбросо-сдвигом и простирающим генерирующего их разлома в фундаменте.

Для проверки соответствия этого следствия из гипотезы фактическому природному материалу был поставлен эксперимент. В образце из глины повышенной вязкости, имитировавшем фундамент, были предварительно прорезаны субвертикальные «разломы» (рис. 14, а), являющиеся уменьшенной геометрической копией некоторых выявленных сейсмо-разведкой 3D разломов в фундаменте (рис. 14, в).

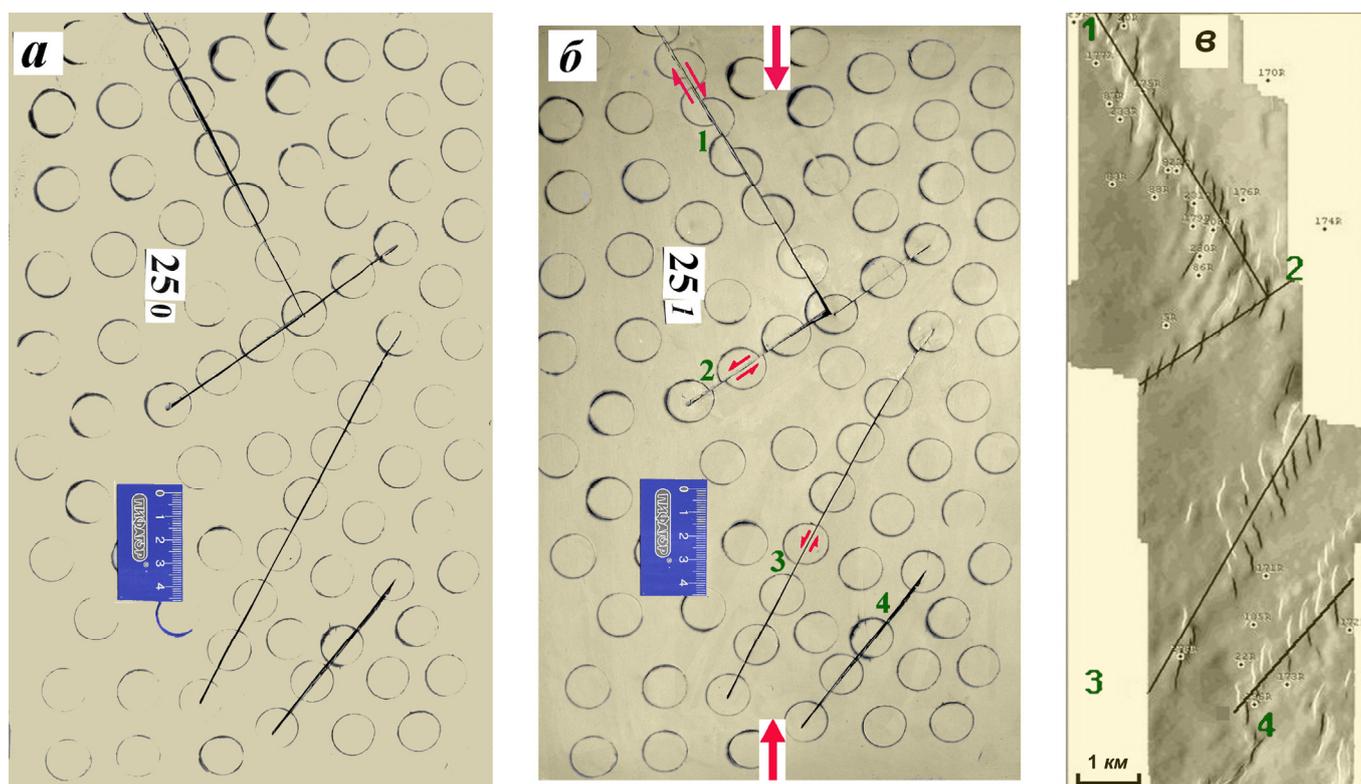


Рис. 14. Различная амплитуда смещений вдоль субвертикальных «разломов фундамента», ориентированных под разными углами к оси максимального сжатия (вид сверху).

Образец (а–б) из очень вязкой глины имитирует фундамент. В нем сделаны прорезы, соответствующие расположению разломов на участке Еты-Пуровского поднятия Западно-Сибирской плиты (вид сверху). Образец подвергнулся «субмеридиональному» сжатию: а – образец до деформации, б – укорочение на 0.9 см. Произошел сдвиг разной амплитуды по всем «разломам» (отражено длиной стрелок), кроме «разлома» 4.

Это означает, что касательные напряжения, вызвавшие смещение природных блоков фундамента (е) вдоль сдвига 1, превосходили таковые для сдвига 2. Поэтому угол между простиранием сбросо-сдвигов, составляющих систему кулис 1, и простиранием самой этой системы, обозначающим простирание соответствующего сдвигового разлома фундамента, должен быть меньше, чем аналогичный угол в системе кулис 2 (пояснение в тексте). И действительно, для природной системы кулис 1 этот угол составляет в среднем 38–40°, в то время как для системы 2 его среднее значение равно 47°. Этот факт подтверждает гипотезу интерференции полей напряжений горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости и горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости.

Fig. 14. Different amplitude of displacements along the sub-vertical 'faults in the basement' that are oriented at different angles to the axis of maximum compression (top view).

A model to simulate the basement is made of highly viscous clay. Cuts in the model are arranged in a pattern similar to the fault network at the Ety-Purovskoe uplift of the Western Siberian plate (top view). The model is subject to «submeridional» compression. а – the model before deformation. б – shortening to 0.9 cm. Shear occurred along all the «faults», except «fault» 4. Shear amplitudes (arrows varying in length) vary from one «fault» to another.

The above suggests that shear stresses, which caused displacement of natural blocks of the basement (e) along fault 1, exceeded stresses at fault 2. This is why an angle between the strike of strike-slip faults with normal component, that comprise en-échelon system 1, and the strike of the given system itself, that denotes the strike of the corresponding strike-slip fault of the basement, should be smaller than an analogous angle in en-échelon system 2 (see explanation in the text). In nature, this angle is 38–40° for en-échelon system 1, and 47° for system 2 (both values are average). A hypothesis is thus supported that there is interference between stress fields of horizontal shear along the vertical plane and horizontal share along the horizontal plane.

На рис. 14, в, системы кулис 1 и 2 имеют различное простирание. На рис. 14, б, показаны амплитуды смещения вдоль соответствующих (1 и 2) сдвигов экспериментального фундамента. Отчетливо видно, что амплитуда смещения вдоль сдвига 1 превосходит таковую для сдвига 2. Это означает, что касательные напряжения, вызвавшие смещение вдоль сдвига 1, превосходили таковые для сдвига 2. Поэтому можно заключить, что угол между простиранием сбросо-сдвигов, составляющих систему кулис 1, и простиранием самой этой системы, обозначающим простирание соответствующего сдвиго-

вого разлома фундамента, должен быть меньше, чем аналогичный угол в системе кулис 2. И действительно, для системы кулис 1 этот угол составляет в среднем 38–40°, в то время как для системы 2 его среднее значение равно 47°. Этот факт также подтверждает нашу гипотезу интерференции полей напряжений, а поскольку этот факт, как уже говорилось, является проверкой следствия из данной гипотезы *независимым* природным фактическим материалом, то по правилам геосеологии мы можем возвести данную гипотезу в ранг *концепции*.

В проведенных опытах нас интересовал лишь

сугубо *качественный* результат – влияние сопротивления «чехла» движению блоков «фундамента» на значения элементов залегания (падения и простираения) сколов Риделя, без претензий на *количественную* оценку вклада двух упомянутых элементарных сдвиговых геодинамических обстановок – горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости и горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости. Это и есть грубое *структурное подобие* экспериментальной модели природному объекту.

Проведенное исследование дало нам основание утверждать, что к известным типам *интерференции* элементарных геодинамических обстановок, таким, как горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости + горизонтальное сжатие (*транспрессия*) и горизонтальный сдвиг вдоль вертикальной плоскости + горизонтальное растяжение (*транстенсия*), можно добавить сочетание того же горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости с горизонтальным сдвигом вдоль горизонтальной же плоскости, вызывающим тектоническое расслаивание (lamination).

Мы предложили [Koronovsky et al., 2009] назвать этот тип интерференции элементарных сдвиговых геодинамических обстановок, по аналогии, «*трансламинацией*». Именно в геодинамической обстановке трансламинации и возникают, по нашему мнению, нефтегазоносные структуры «пропеллерного» типа.

Однако положительный результат физического моделирования еще не является *доказательством* справедливости выдвинутой концепции механизма формирования исследуемого структурного парагенеза, а лишь свидетельствует о *физической состоятельности* концепции.

Существует и другое предположение о причине формирования описанного структурного парагенеза. В качестве такой причины называется напряженное состояние от массовых гравитационных сил (одноосное сжатие), которое якобы существует в осадочном чехле *постоянно* и суммируется с полем напряжений, обусловленным описанными выше сдвигами вдоль разломов фундамента [Ребецкий и др., 2008]. Если такое одноосное сжатие, вызванное весом вышележащих толщ, в чехле (и вообще в литосфере) действительно *постоянно* и *повсеместно* присутствует и не *релаксируется* в течение длительного геологического времени (что требует *независимого* подтверждения структурным анализом на участках, удаленных от сдвиговых разломов в фундаменте), то гипотеза названных авторов не только вполне правомерна, но и может претендовать на крупное научное открытие.

Возвращаясь к теме данного раздела статьи, следует оговорить, что соблюдение структурного подобия природного объекта и модели может быть наиболее успешным в том случае, когда исходная (до деформации) геологическая среда может считаться *квазиоднородной*, т. е. когда характерный размер неоднородностей среды значительно меньше изучаемого объема этой среды. Такой средой можно считать рассмотренный в приведенном при-

мере осадочный чехол. Если же исходная природная среда была уже предварительно деформирована и *структурирована*, причем структурирована *фрактально* в результате *самоорганизации*, то изготовить экспериментальный образец, имитирующий такую среду, принципиально невозможно, поскольку невозможно такой образец «самоорганизовать» [Naimark, 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возвращаясь к обозначенным выше **целям** статьи, суммируем ее содержание:

1. При физическом моделировании тектонических деформаций и структур необходимо стремиться, *по возможности*, к соблюдению условий геометрического и физического подобия экспериментальной модели природному объекту.

2. Однако на пути к этому стремлению очень часто возникают подчас непреодолимые *трудности* как из-за несовершенства приборов и технологии эксперимента, так и по причине неопределенности оценки значений параметров процесса формирования природных структур.

3. Один из путей преодоления названных трудностей заключается в осознании того, что условия физического подобия часто соблюдаются сами собой, т. е. *автоматически*, поскольку в большинстве случаев фигурирующие в этих условиях множители подобия связаны между собой *линейными* соотношениями. Более того, можно использовать конкретное условие подобия, которое представляет собой уравнение с одним неизвестным, не для поиска эквивалентного материала, а для количественной оценки входящего в это условие природного параметра.

4. Другой путь преодоления указанных трудностей – это *упрощение* моделирования для получения чисто *качественного* результата – структурного подобия модели и объекта – без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования. На этом пути предстоит разработка принципиально новых критериев подобия при моделировании, в том числе при моделировании *иерархически* соподчиненных геодинамических систем и структурных парагенезов. До сих пор такое моделирование проводилось по принципу *селективности* (раздельного воспроизведения), сформулированному еще М.В. Гзовским [Гзовский, 1975].

Предлагаемая статья представляет собой попытку автора, работающего в области экспериментальной тектоники более 40 лет, повлиять на умонастроение как молодых исследователей, которых заранее отпугивает необходимость соблюдать условия подобия при физическом моделировании тектонических деформаций и структур, так и членов редколлегий и рецензентов научных журналов, требующих от авторов неопременного указания на такое соблюдение. Подобное требование нередко приводит к тому, что авторы вставляют в статьи сложные формулы, которые зачастую не отражают реальное соблюдение условий подобия, а лишь демонстрируют математическую эрудицию этих авторов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Основы геотектоники. 2-е изд. – М.: Недра, 1989. – 382 с.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. – М.: Недра, 1964. – 118 с.
- Белоусов В.В., Гончаров М.А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. – Киев: Наукова думка, 1991. – С. 16–20.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. – Киев: Наукова думка, 1988. – 228 с.
- Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. – М.: Недра, 1988. – 264 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. – М.: Книжный дом «Университет», 2005. – 496 с.
- Гуревич Г.И. Об исходных предпосылках подхода к моделированию в тектонике // Тр. Института физики Земли АН СССР. – 1959. – № 2 (169). – С. 75–144.
- Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Механика сплошных сред. 2-е изд. – М.: Гостехиздат, 1954. – 796 с.
- Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. – М.: Недра, 1988. – 222 с.
- Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). – Алма-Ата: Наука, 1974. – 208 с.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. – 262 с.
- Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. – М.: Недра, 1985. – 399 с.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А. Структуры разрушения в глубине зон сдвига. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: Изд-во Института физики Земли, 2008. – С. 103–140.
- Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. – Л.: Недра, Ленинградское отделение, 1981. – 367 с.
- Теория складкообразования в земной коре / Ж.С. Ержанов, А.К. Егоров, И.А. Гарагаш и др. – М.: Наука, 1975. – 240 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1, 2. – М.: Мир, 1985. – 736 с.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир, 1981. – 438 с.
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 10–19.
- Шерман С.И., Бабичев А.А. Теория подобия и размерностей в приложении к тектоническому моделированию // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. – М.: Наука, 1989. – С. 57–77.
- Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). – М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 1997. – 76 с.
- Яковлев Ф. Л. Исследования процессов и механизмов развития пликтивных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. – М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 2002. – С. 311–332.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A. Influence of weathering and pre-existing large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3-D physical modelling // Natural Hazards and Earth System Sciences. – 2004. – V. 4. – P. 711–717.
- Boudier F., Nicolas A. Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps) // Orogenic mafic and ultramafic association. – Paris, 1980. – P. 221–228.
- Girardeau J., Nicolas A. The structures of two ophiolite massifs, Bay of Islands, Newfoundland: a model for the oceanic crust and upper mantle // Tectonophysics. – 1981. – V. 77, № 1/2. – P. 1–34.
- Hoepfner R., Brin M., Vollbrecht A. Some aspects of the origin of fold-type fabrics – theory, experiments and field applications // Geologische Rundschau. – 1983. – Bd. 72. H. 3. – S. 1167–1196.
- Koronovsky N.V., Gogonenkov G.N., Goncharov M.A., Timurziev A.I., Frolova N.S. Role of shear along horizontal plane in the formation of helicoidal structures // Geotectonics. – 2009. – V. 43, № 5. – P. 379–391.
- Moos D., Zoback M.D. Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // Journal of Geophysical Researches. – 1990. – V. 95, № 6. – P. 9305–9325.
- Naimark A.A. Coarsely discrete fractal structure of geological medium and challenges in tectonophysical modelling // Moscow University Geology Bulletin. – 2009. – V. 64, № 5. – P. 273–280.



Гончаров Михаил Адрианович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией тектонофизики и геотектоники им. В.В. Белоусова
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Россия
Тел. (495) 939-19-12; e-mail: m.a.gonch@mail.ru



Goncharov, Mikhail A., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of V.V. Belousov Laboratory of Tectonophysics and Geotectonics, Honoured Researcher of the Moscow University
Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty
119991, Moscow, GSP-1, Leninskie Gory, Russia.
Tel. +7(495) 9391912; e-mail: m.a.gonch@mail.ru