

4. Юдахин Ф.Н., Старовойт О.Е., Французова В.И., Мехрюшев Д.Ю. Создание Архангельской сейсмической сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов: Матер. Всероссийской конфер. с междунар. участием. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. Т. II. С. 414-418.

5. Французова В. И., Ваганова Н.В. Обобщение результатов мониторинга, проводимого Архангельской сетью сейсмических наблюдений // «Современные методы обработки интерпретации сейсмологических данных»: Материалы Второй межд. сейсмол. школы Пермь: 2007, С. 189-193.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ ПРИ СЖАТИИ ФЛИШЕВОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Фурман В.В., Хомяк Л.Н., Хомяк Н.Н.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г. Львов, Украина, fourman@franko.lviv.ua

Тектонические покровы – типичные структурные единицы для многих подвижных поясов, которые прошли этап конвергентного развития. Они характерны для Альпах, Карпатах, каледонидах Скандинавии, Скалистых горах Канады, на Урале и других регионах земной коры.

Объектом исследования в данной работе выбраны покровы украинского сектора Карпат. Механизм образования и динамические условия важны для объяснения таких геологических структур и остаются среди дискуссионных вопросов [4, 6]. Современное строение отражает результат преимущественно последних стадий процесса деформирования, которые длились миллионы лет. Для выяснения причин и факторов возникновения складчато-надвиговых дислокаций нужно изучать предпосылки, которые существовали во время зарождения и становления этих структурных ансамблей. Кроме методов полевой тектонофизики и палеотектонических реконструкций [1, 3], также используют методы механики сплошных сред [5, 7]. Компьютерное моделирование на базе метода конечных элементов [8, 9] используется для теоретического изучения напряженно-деформированного состояния участков земной коры во время зарождения надвиговых структур.

Первые покровы Украинских Карпат сформировались в конце раннемеловой эпохи. В латеральном профиле на это время из северо-востока на юго-запад можно выделить пассивную окраину Восточно-Европейской платформы, которая переходит в подфлишевый фундамент, и осадочный бассейн, ограниченный с юга блоком континентальной коры (Мармарошский массив). Геотектоническая ситуация определялась конвергентным взаимодействием подфлишевого фундамента и континентального блока, что порождало надвиговые дислокации в осадочном наполнении близлежащей части бассейна. В дальнейшем происходило сжатие флишевого комплекса и миграция фронта надвигообразования в сторону платформы.

Цель данного исследования заключается в изучении динамических факторов (поля напряжений) и деформаций, которые сопровождают сжатие осадочных толщ во время зарождения надвиговых структур.

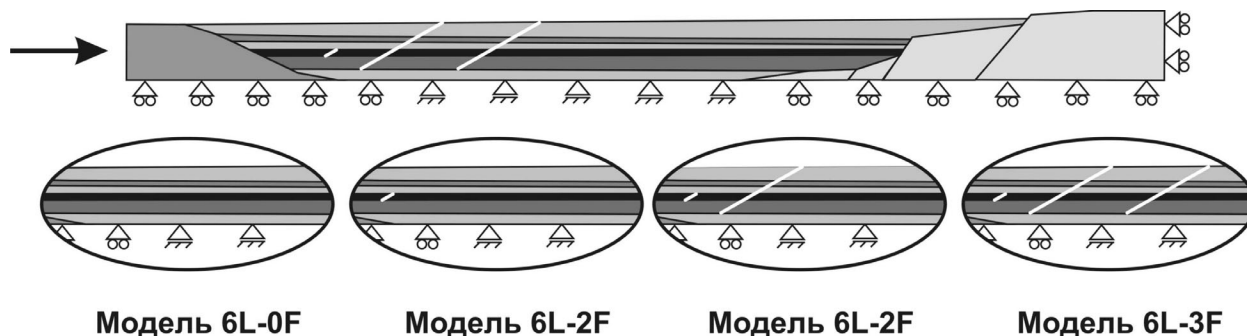


Рис. 1. Расчетные модели с разным количеством разломов

Базовая модель (рис. 1) строится на основе сведений о геологическом строении региона. Она имеет необходимые упрощения и представлена тремя составными частями. Два активных элемента – это край платформы, который по системе сбросов переходит в фундамент подфлишевого ложа (справа на модели) и блок континентальной коры (слева) как аналог массивов Внутренних Карпат (в частности, Мармарошского массива) [2]. Между ними – слоистый комплекс, который соответствует осадочному наполнению флишевого бассейна мелового возраста. Слоистый комплекс представлен шестью макрослоями, которые имеют разные физико-механические параметры, разную мощность и относятся отдельным стратиграфическим уровням в разрезе Украинских Карпат. Они моделируют структуру с компетентным средним слоем, мягкими пластичными нижними и хрупкими верхними слоями.

Нижний слой моделирует тонкоритмичный глинистый флиш с эквивалентной мощностью до 700 м (горизонт срыва), а следующий – более компетентный за счет увеличения содержимого псамитового материала. Третий, наиболее компетентный слой (до 600-700 м) – аналог груборитмичного флиша и пачек толстослоистых песчаников. Модуль Юнга E для этого слоя принят 35 ГПа, следующие два слоя постепенно становятся менее компетентными (25 и 15 ГПа) и перекрыты наименее литифицированным верхним слоем с характерными хрупко-пластическими деформациями. Платформу и массив принято за значительно более жесткие тела (с модулем Юнга 100 ГПа). Фундамент бассейна моделируем условиями контакта с жесткой поверхностью, которая кинематически связана с платформой. Физико-механические характеристики усредняют известные в литературе данные [4, 5].

Реологические свойства верхних слоев учитывает модель упруго-пластического деформирования:

$$\sigma_{\text{eqv}} = \sigma_T + E_T (\varepsilon_{\text{eqv}}^{(\text{plast})}, \dots) \varepsilon_{\text{eqv}}^{(\text{plast})}.$$

Принято, что $\sigma_T \approx (0,002 \div 0,01) E$, $E_T \approx (0,01 \div 0,1) E$. Для моделирования необратимых деформаций в осадочных слоях, вызванных напряжениями ниже σ_T и обусловленных проскальзыванием слоев флишевых толщ, использован степенной закон установившейся ползучести:

$$\dot{\varepsilon}_{\text{eqv}}^{(\text{creep})} = \gamma \cdot (\sigma_{\text{eqv}})^m$$

Здесь γ, m – параметры уравнения, $-\log \gamma = 9 \div 12 \text{ МПа}^{-m} 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, $m = 1 \div 3$. Взаимодействие между слоистым комплексом, массивом, фундаментом и платформой учитывает силы трения τ и сцепления τ_0 [3],

$$\tau = \tau_0 + \mu |\sigma|,$$

где $\mu = 0,4 \div 0,6$ – коэффициент трения, σ – контактное давление.

Скорость перемещений соответствует средней величине, зафиксированной в современных латеральных движениях плит земной коры и равна 1 см/год, а начальные этапы сжатия прослеживались до $2 \div 2,5$ км.

Если исходить из гипотезы о непрерывности среды, то известны трудности перестройки сетки конечных элементов для больших пластических деформаций [5, 9], а также алгоритма учета условий контакта слоев и крыльев разломов. Они не дают возможности проследить в пределах одной модели все этапы процесса деформирования и надвигообразования с достаточной точностью отображения структурных неоднородностей. Поэтому для компьютерного моделирования выбраны четыре генетически (эволюционно) связанные модели, показывающие поведение слоистой толщи осадочных пород во время сжатия.

Исследования напряженно-деформированного состояния мы выполнили на нескольких 2D-моделях, представленных разрезами, для которых приняты предположения об условиях плоской деформации сжатой осадочной толщи в поле силы тяжести. Главными расчетными характеристиками выбраны эквивалентные напряжения σ_{eqv} и полные деформации ε_{eqv} . Фактически они характеризуют девиаторную часть тензоров напряжений и деформаций с учетом упрочнения материала. В совокупности это одни из главных факторов образования разного рода геологических структур. В частности, значения σ_{eqv} , превышающие начало пластичности, свидетельствуют либо о пластических деформациях, либо о развитии разрывных нарушений.

Первая модель 6L-0F подтвердила существование неоднородного напряженного состояния. Наибольших значений и латерального распространения приобрели напряжения в третьем слое неподалеку от массива, а в остальных слоях значительные напряжения возникали немного позднее. Напряжения в сжатых компетентных слоях локализовались в волнообразных зонах. Во второй модели 6L-1F в полосе больших напряжений, достигающих критических значений – предела прочности, в компетентном слое задаем положение гипотетического разлома с условиями неидеального контакта с проскальзыванием. Сжатие такой модели приводит к распространению первой зоны критических напряжений в соседние слои. Итак, можно предположить развитие подчиненных трещин скалывания в соседние, в особенности верхние, слои, образуя сплошной для осадочной толщи разлом, вдоль которого может развиваться надвиг. Вместе с тем, далее по латерали, особенно в компетентном слое, проявились аналогичные (как и в модели 6L-0F) зоны высоких напряжений, определяемые как зоны новых гипотетических разломов.

В следующих моделях 6L-2F и 6L-3F перестроена конечно-элементная сетка с учетом одного и двух надвиговых разломов соответственно. Предположение о положении этих разломов базируется на выявленных зонах больших напряжений в предыдущих моделях. Процесс построения следующих моделей можно продолжить, однако уже после третьего этапа (модель 6L-3F) прослежена тенденция к циклической закономерности относительно местонахождения зон больших напряжений и углов наклона новых разломов.

Сложное напряженно-деформированное состояние характерно для обеих моделей 6L-2F и 6L-3F. Неоднородность в латеральном направлении существенно выражена в зоне субдукции (рис. 2). Высокий уровень напряжений наблюдаем в приразломной части, а также в компетентном слое. Надо отметить, что их значения немного ниже по сравнению с предыдущими моделями. Это происходит благодаря смещению по второму разлому и соответствующей релаксации напряжений. При условии дальнейшего действия латерального сжатия напряжения увели-

чиваются, возрастает и амплитуда надвига. В основе разлома возникает зона сниженных напряжений, а также сравнительно низкие напряжения σ_{eqv} будут и в апикальной части слоев антитклинального изгиба фронтальной части тела надвига. Уровень напряжений в компетентном слое остается большим. Частично они компенсируются во время проскальзывания по второму надвижному разлому, меньше по третьему, а в ненарушенной толще снова возникают участки концентрации напряжений. Также можно выделить второстепенные (подчиненные) зоны высоких напряжений, которые имеют другую пространственную ориентацию. Они присущи для верхних слоев, а новые надвиговые структуры будут подчинены разломам в компетентном слое.

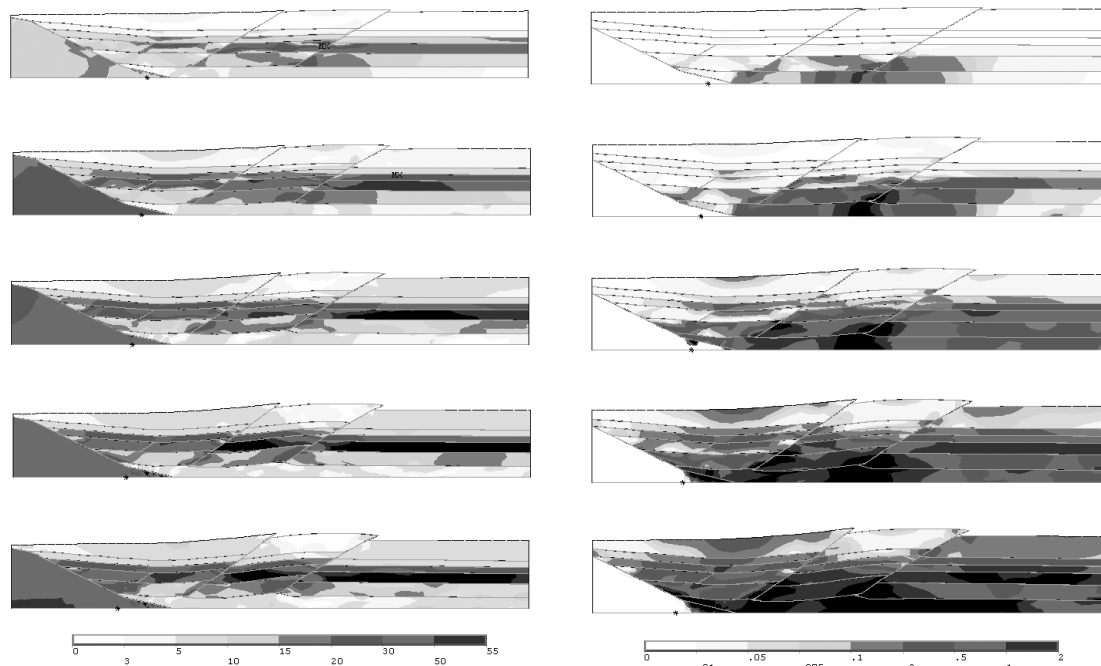


Рис. 2. Модель 6L-3F: сжатие до 2,5 км с шагом 0,5 км (сверху вниз), фрагмент разреза в зоне субдукции; слева – распределение напряжений σ_{eqv} (в МПа) для разных этапов, справа – полные эквивалентные деформации ε_{eqv}

Анизотропия среды, обусловленная структурной неоднородностью и разными механическими свойствами слоев, приводит к перераспределению деформаций в сравнении со сжатием однородной толщи в поле силы тяжести. Для модели 6L-2F накопление деформаций ε_{eqv} происходит в нижних слоях за счет модели ползучести. В зоне надвигообразования происходит нагнетание пластического материала в слое срыва, где также возможное развитие складчатых структур. Более высокий уровень деформаций в верхних слоях тела надвига может свидетельствовать о скрытых разрывных повреждениях слоев. В поднадвиговой части идет значительное накопление деформаций, границы которых не совпадают с границами зон больших напряжений.

Деформации в модели 6L-3F распределены подобно к предыдущей модели, но имеет свои особенности. Наибольшие зоны деформаций расположены в нижних слоях и ассоциируют с нижними частями надвиговых нарушений, которые благоприятны для образования приразломных складок. Мало деформированными остаются антитклинальные изгибы в компетентных слоях фронтального участка надвига.

Полученные результаты позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Для моделирования напряженно-деформированного состояния слоистых осадочных толщ необходимо применять гетерогенные конечно-элементные модели с учетом упругих и пластических деформаций, а также механически неидеального контакта как на горизонте срыва, так и между самими слоями. Существенны также явления релаксации напряжений и разгрузка вследствие проскальзывания.

2. Зоны больших сжимаемых напряжений в компетентных слоях контролируют возникновение разрывных нарушений, позже пересекающих всю осадочную толщу, и могут содействовать зарождению и распространению надвиговых структур.

3. Интенсивные деформации в нижних слоях, особенно в слое срыва, и в основе надвиговых нарушений отвечают приразломным складчатым структурам, которые формируются в процессе перемещения покрова. Распространение этих деформаций в верхние части разреза блокируется компетентными слоями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры. Киев: «Феникс», 2005, 572.
2. Гнилко О.М. Про геодинамічні умови формування барем-альбських відкладів Українських Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин, 1996, №3-4 (96-97). С. 52-60.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
4. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. – Г., Недра, 1981. – 245 с.
5. Henk A., Nemcok M. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures//Journal of Structural Geology 30 (2008) 81-97.
6. Linzer H.-G., Frisch W., Zweigel P., Gîrbacea R., Hann H.-P., Moser F. Kinematic evolution of the Romanian Carpathians // Tectonophysics, 297. – 1998. P. 133-156.
7. Ramsay J.G., Lisle R.G. The techniques of modern structural geology. Vol.3. Applications of continuum mechanics in structural geology. – Elsevier, 2000. P. 701-1061.
8. Stayer L.M., Hudleston P.J., Lorig L.J. A numerical model of deformation and fluid-flow in an evolving thrust wedge // Tectonophysics, 335. – 2001. P. 121-145.
9. Wissing S.B., Ellis S., Pfiffner O.A. Numerical models of Alpine-type cover nappes // Tectonophysics, 367. – 2003. P. 145-172.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ДОСТАВКИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ К ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ; ЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ И МИНЕРАГЕНИЯ**Хазов Р.А.**

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Рассмотреть механизм доставки глубинных ксенолитов к земной поверхности можно лишь в порядке предположения. Для выноса включений, в том числе, например, мегакристов клинопироксена (плотность до $3,47 \text{ г/см}^3$), чтобы уравновесить их оседание в маловязкой магме (плотность диатремового ладогалита – $2,7\text{--}2,78 \text{ г/см}^3$), вследствие значительной разницы плотностей между нодулями и расплавом (около $0,4\text{--}0,6 \text{ г/см}^3$, для расплава несколько больше, примерно на 10-12%), необходимы высокие скорости извержения. Известно, что минимальная скорость подъема базальтовой маловязкой магмы с разницей плотностей между нодулями и расплавом $0,6 \text{ г/см}^3$ и размерами ксенолитов в несколько см была определена для вулкана Хуалалаи (Гавайские острова) около $0,5 \text{ м/сек}$. Для подъема мегакристов и нодулей, максимально известных размеров (12-15 см), в диатремах ладогалитов скорость должна быть большей, чем для вулкана Хуалалаи, так как скорость подъема магмы в значительной мере зависит от содержания в ней летучих компонентов, которых в ладогалитовом расплаве несомненно больше, чем в базальтовом [1]. Кроме того, не исключено, что типичная округлая форма большинства ксенолитов (мегакристаллов пироксена) обусловлена их «окатыванием» в быстро движущемся обломочно-магматическом (туффизитовом) потоке. Возникновение его, как представляется, было спровоцировано взрывами скопившихся под громадным давлением (около 30 кбар) летучих компонентов в магматических камерах на глубине около 2-5 км, в которых завершилась или завершалась кристаллизация гипабиссальных интрузивных ладогалит-тенсбергитовых пород. В итоге механизм доставки представляется следующим образом: за взрывом летучих и их прорывом к поверхности, вследствие возникновения громадного градиента давления между магматическим очагом и вакуумом в камерах взрывов, к последним из магматического очага со скоростью, как отмечалось, большей $0,5 \text{ м/сек}$., устремлялся магматический расплав ладогалитового состава с ксенолитными включениями флюидизированной мантии. По мере продвижения расплава в него также поступал и ксеногенный материал пород, слагающих земную кору в Приладожье.

Формирование массивов и в последующее время характеризовалось интенсивными тектоническими движениями, о чем свидетельствует развитая в их пределах густая сеть дайковых и жильных тел от меланоладогитового до щелочногранитного состава и трубок взрыва, а также значительное количество зон рассланцевания, катаклаза и милонитизации.

Суммируя известные автору материалы и соответствующие им петрологические концепции, модель формирования алмазоносных ладогалитов, в том числе диатрем и даек, представляется, естественно, весьма схематично (рис. 1), следующим образом.

Из мантийного магматического очага, сформированного, по-видимому, в постсвекофенское время консолидации Ладожско-Ботнической подвижной зоны, в результате воздействия на мантийное вещество сильно восстановленных флюидов (H_2 , CH_4 , CO , CO_2 , H_2O), была интродуцирована первично алмазоносная с интрателлурическим парагенезисом микроакцессориев магма в пределы алмазоносной фации, с определенной