

УДК 550.348+550.83

Разработка глубинной геофизической основы многопараметрического моделирования литосферы при оценке сейсмической опасности платформенных и орогенных областей Казахстана

Н.П. Степаненко, Н.П. Белоусова, В.И. Шацлов

Тел.: (727) 269-46-19, факс: (727) 269-46-23, E: mail: shatsilov@yandex.ru

ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Республика Казахстан

К настоящему времени окончательно сложились представления о региональной геофизике как основном источнике глубинной информации для выделения сейсмогенерирующих зон и количественной оценки физических условий подготовки сейсмических процессов в них. Обычно результаты интерпретации глубинных геофизических исследований представляются в виде двумерных геометрических моделей, с помощью которых затруднительно в полной мере судить о морфологии выделенных структур, что снижает тектоническую информативность таких моделей, не позволяет выявлять объективные признаки для реконструкции геодинамических процессов. Повышение их информативности достигается за счет создания многопараметрических моделей земной коры и литосферы в целом. В Казахстане высокой степенью геофизической изученности характеризуется литосфера высокосейсмичных районов юго-востока Республики и слабосейсмичного Прикаспия. В целом, территория Казахстана покрыта достаточно густой, в пределах бывшего СССР, сетью региональных сейсмических профилей: наибольшая их плотность на юго-востоке страны и в Прикаспийской впадине, наименьшая – в пределах восточного Приаралья и Тургайского прогиба.

Основу объемной Р-скоростной модели литосферы Казахстана составляют двумерные модели по профилям ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ, региональным КМПВ или, в случае их отсутствия в высокосейсмичной орогенной части территории, по профилям сейсмической томографии (всего около семидесяти профилей), на которых система годографов типа ГСЗ формируется по данным региональных сейсмологических наблюдений. Для построения двумерных Р- и S-скоростных моделей литосферы применена методика решения обратной задачи рефрагированных волн по материалам ГСЗ или профильной томографии, изложенная в работах [1,2]. При создании объемных Р- и S-скоростных моделей исходные данные по региону задаются в виде двумерных моделей по разноориентированным профилям. Итоговая дискретность 3D моделей по латерали 20 км, по глубине 2 км.

Для плотностного моделирования поле силы тяжести разделено на три ортогональные проекции, где низкочастотная составляющая соответствует региональному полю, обусловленному гравитационным эффектом от земной коры, внутрикоровая и локальная составляющие характеризуют структуры внутри коры. По уровню и характеру регионального поля отчетливо выделяются особенности структуры литосферы древней платформы Прикаспийской впадины, молодой Туранской плиты и эпиплатформенных орогенов юго-востока Казахстана. В поле внутрикоровой составляющей четко фиксируются основные линейные структуры северо-западного и меридионального простирания, такие как Чу-Илийская, Чингиз-Тарбагатайская складчатые зоны и др. Локальное поле описывает гравитационный эффект от приповерхностных объектов. Наиболее характерным примером представляется скопление мелких изометричных аномалий в пределах Прикаспийской впадины, характеризующих сложную приповерхностную часть солянокупольной тектоники.

Плотность выделенных по сейсмическим данным слоев принимается постоянной, равной среднему значению в слое. Избыточная плотность рассчитана относительно нормальной мантии, плотность которой принята 3.29 г/см^3 , аномальная (активная) мантия имеет плотность 3.25 г/см^3 , высокоплотная мантия – 3.32 г/см^3 .

Трехмерная плотностная модель литосферы юго-востока Казахстана создавалась на основе двумерных плотностных моделей, выполненных методом сейсмогравитационного моделирования [3,4], а Прикаспийского региона – с использованием специального пакета

программ построения твердотельных моделей и в соответствии с результатами двумерного сейсмогравитационного моделирования по основным геотраверсам. По этим данным построены границы плотностных слоев в виде изогипс их кровли и подошвы, которые отображают морфологию каждого слоя. Гравитационный эффект рассчитывался от каждого слоя отдельно, что позволило точнее и эффективнее корректировать модель. Суммарный эффект от всех слоев сравнивался с первой производной наблюдаемого поля силы тяжести.

Объемное S-скоростное моделирование литосферы, аналогичное P-скоростному, затруднено из-за отсутствия данных о скорости поперечных волн V_s по многим профилям, покрывающим территорию Казахстана (особенно Каспийский регион). Это обстоятельство не позволяло приступить к определению упруго-прочностных и энергетических параметров, эффективных на предмет выявления в исследуемой среде ее локальных объемов, ответственных за формирование очагов землетрясений.

Сложившийся дефицит информации восполнен при помощи корреляционной зависимости V_s от V_p и плотности ρ по профилям, для которых известны значения всех трех параметров. С этой целью использованы профили, расположенные как на юго-востоке Казахстана, так и в Прикаспийском регионе, по которым имеются значения V_s , V_p и ρ : Каратау-Николаевка, Сарыташ-Саякский, Восточный, Туркестанский, Фергана-Подгорное, Арысь-Балхаш, Славгородский, Каскеленский, Иссыкский, Краснодар-Эмба, Эмба-Колпашево и другие. Значения параметров сведены в таблицу, выражающую обобщенную зависимость V_s от V_p и ρ по результатам 2D моделирования литосферы регионов Казахстана. В графическом виде эта зависимость представлена на рисунке 1 и в дальнейшем применена для расчета S-скоростных моделей по профилям, не обеспеченных годографами поперечных волн.

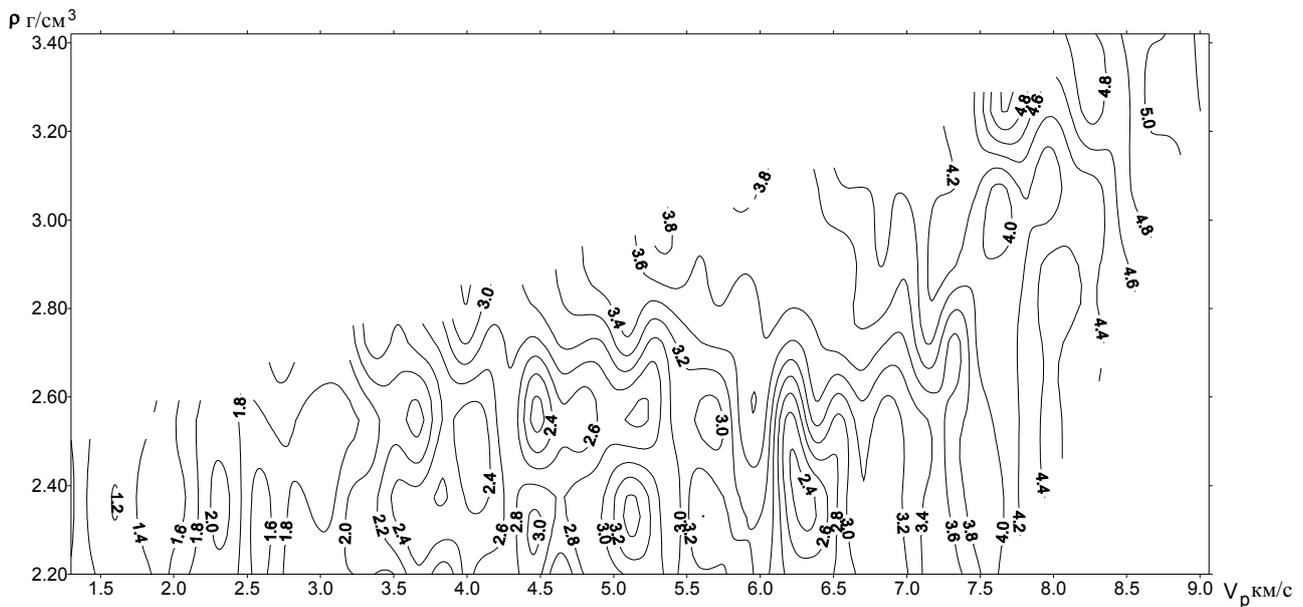


Рисунок 1 – Обобщенная зависимость V_s от V_p и ρ по результатам 2D моделирования литосферы различных регионов Казахстана. Изолиниями показаны значения V_s (км/с).

Ниже приведена краткая характеристика двумерных P-скоростной и плотностной моделей по Восточному профилю [5], а также сравнительный анализ S-скоростных моделей, полученных решением обратной задачи рефрагированных S-волн и по корреляционным зависимостям $V_s(V_p, \rho)$.

Профиль Восточный (рисунок 2) протяженностью более 1000 км охватывает с юга на север зону сочленения западной периферии Тарима с Тянь-Шанем и далее следует вдоль восточной окраины Казахского щита, поочередно пересекая Джаркентскую, Алакольскую и

Зайсанскую впадины, разделенные западными отрогами хребтов Джунгарского Алатау и Тарбагатай.

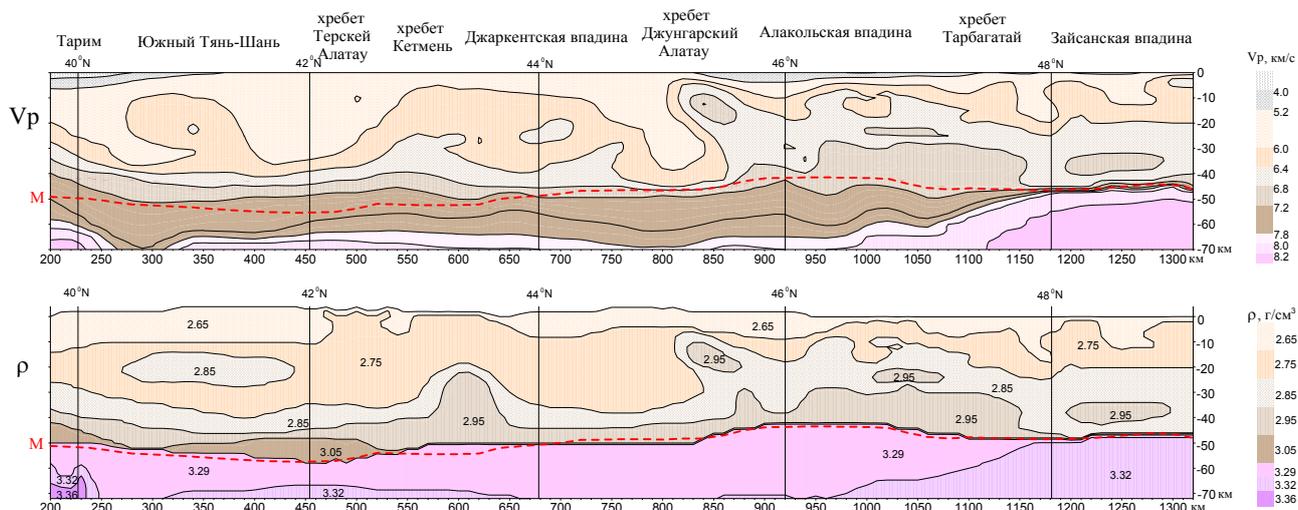


Рисунок 2 – Скоростная (V_p) и плотностная (ρ) модели по Восточному профилю. Красная пунктирная линия – поверхность Мохо.

Подошва платформенного чехла на скоростной модели контролируется весьма схематично сглаженной изолинией 5.2 км/с (в соответствии с применяемыми системами наблюдений) только в случаях его относительно повышенной мощности: в зоне сочленения Тарима с хребтом Кокшаалтоо, в Алакольской и Зайсанской впадинах. На плотностной модели этого профиля, как и других, в пределах щита и его горного обрамления платформенный чехол практически не выделяется.

По особенностям внутренней Р-скоростной и плотностной структуры консолидированной коры разрез наиболее отчетливо разделяется Джунгарским Алатау на два типа: орогенный с юга, характеризуемый соотношением мощностей верхнего сиалического и нижнего базитового обобщенных слоев со средним значением 3:1, и платформенный с севера с обратным отношением 1:3. Общая мощность коры орогенного типа на юге повышена и варьируется в пределах 45-56 км. Аномально повышенная мощность сиалического (гранито-гнейсового) слоя консолидированной коры на юге является одним из наиболее характерных структурно-геофизических признаков ее высокой сейсмичности [6]. Сложная внутренняя структура сиалического слоя наиболее отчетливо прослеживается по изолинии 6.0 км/с, разделяющей его на два комплекса: палеозойский вулканогенно-осадочный сверху и метаморфический докембрийский снизу. Мощность первого изменяется от максимальной (36-38 км) в узких внутрикоровых прогибах, наклоненных на север, между Таримом и Кокшаалом, Джаркентской впадиной и Джунгарским Алатау, а также в обширном прогибе под Терсей Алатау, до минимальной (3-9 км) в пределах протяженного выступа в зоне хребта Кетмень-Джаркентской впадины и менее протяженных по латерали выступов под Кокшаалтоо на юге и Джунгарским Алатау на севере. Все названные выступы усиливаются высокоскоростными включениями, соответствующими по значениям скорости нижележащему гранулитогнейсовому слою. Обширный Кетмень-Джаркентский выступ осложнен снизу локальными поднятиями кровли гранулитогнейсового слоя под хребтом Кетмень и в центре Джунгарской впадины. На остальной части разреза южнее Джунгарского Алатау изолиния 6.4 км/с (кровля гранулит-базитового слоя), как и нижележащие, существенных осложнений не имеет.

На плотностной модели коры южнее Джунгарского Алатау слой со значениями $\rho=2.65$ г/см³, приписываемыми вулканогенно-осадочному палеозойскому комплексу со

значениями $V_p < 6.0$ км/с, имеет совершенно другую структуру, как и сиалический слой в целом. Мощность слоя 2.65 г/см³ повышена на всей южной части профиля до Терской Алатау (до 10 км) и в зоне Джаркентской впадины – Джунгарского Алатау (до 8 км). Нижележащий слой со значениями $\rho = 2.75$ г/см³ (докембрийский комплекс) имеет отчетливый выступ почти до поверхности под Терской Алатау и несколько сглаженный – под хребтом Кетмень. Внутри этого слоя под Кокшаалом имеется протяженное по латерали изолированное тело со значениями $\rho = 2.85$ г/см³, характерными для нижележащего гранулит-гнейсового слоя. Под Джунгарским Алатау также выделяется выступ этого слоя, совпадающий по конфигурации с высокоскоростным и осложненный внутренним высокоплотным включением, соответствующим по значениям $\rho = 2.95$ г/см³ гранулит-базитовому слою. Поверхности основной части гранулит-гнейсового ($\rho = 2.85$ г/см³) и гранулит-базитового ($\rho = 2.95$ г/см³) слоев здесь достаточно гладкие и имеют только один выступ в зоне сочленения хребта Кетмень с Джаркентской впадиной. Выступ существенно более контрастный и локализованный по сравнению с Р-скоростной моделью. Слой коромантийной смеси ($V_p > 7.2$ км/с, $\rho = 3.05$ г/см³), выделяемый в южной части профиля южнее хребта Кетмень, незначителен по мощности. Северная (от Джунгарского Алатау) часть разреза консолидированной коры, как уже отмечалось, по значениям скорости и плотности в слоях относится к платформенному типу. Разрез осложнен положением профиля в переходной зоне от щита к орогенам: в сиалическом слое это локальные увеличения мощности вулканогенно-осадочного комплекса ($V_p < 6.0$ км/с, $\rho = 2.65$ г/см³) в зоне перехода от хребта Тарбагатай к Зайсанской впадине (широта 48°N) и в центральной части этой впадины. В низах консолидированной коры здесь, кроме отмеченной выше аномальной скоростной и плотностной структуры под Джунгарским Алатау, отмечается изолированное высокоскоростное (плотностное) включение под Зайсанской впадиной и протяженная зона повышенной мощности гранулит-базитового слоя ($V_p = 6.8-7.2$ км/с, $\rho = 2.95$ г/см³), охватывающая преобладающую часть Алакольской впадины и хребет Тарбагатай. Общая мощность коры северной части профиля составляет 42-45 км, что соответствует норме для молодой платформы. Верхняя мантия до глубины 70 км на преобладающей части профиля (200-1200 км) по значениям $V_p < 8.2$ км/с и $\rho = 3.29$ г/см³ относится к активной, оказывающей решающее влияние на формирование сейсмичности [6,7]. По значениям мощности активной мантии к наиболее высокосейсмичным можно отнести южную периферию хребта Кокшаалтоо и протяженную зону между хребтами Кетмень и Тарбагатай, к умеренно сейсмичным – зону между Кокшаалтоо и Кетмень, к слабосейсмичным – северное окончание профиля в пределах Зайсанской впадины ($V_p \geq 8.2$ км/с, $\rho = 3.32$ г/см³).

Для ряда профилей проведен анализ сходимости моделей V_s , полученных решением обратной задачи по годографам рефрагированных S-волн, и моделей, полученных с использованием табличных зависимостей. Анализ проводится на примере Восточного профиля (рисунок 3). В целом, результаты решения обратной задачи рефрагированных волн (рисунок 3а) и расчетная модель по табличным зависимостям V_s от V_p и ρ (рисунок 3б) хорошо согласуются между собой, за исключением небольшого числа локальных участков с аномальным разнознаковым рассогласованием (рисунок 3в). В пределах орогена модельные значения V_s (рисунок 3а) в нижней части коры, начиная с уровня 55 км, систематически занижены примерно на 0.05 км/с относительно расчетных (рисунок 3б). При этом первая модель имеет более гладкую форму изолиний по сравнению с расчетной. Объемная S-скоростная модель создается аналогично Р-скоростной модели на основе двумерных моделей.

Полученные в результате моделирования параметры (скорости продольных V_p и поперечных V_s волн, плотность ρ) имеют первостепенное (базовое) значение для вычисления упруго-прочностных и энергетических параметров, необходимых для решения задач глубинной геологии, геодинамики.

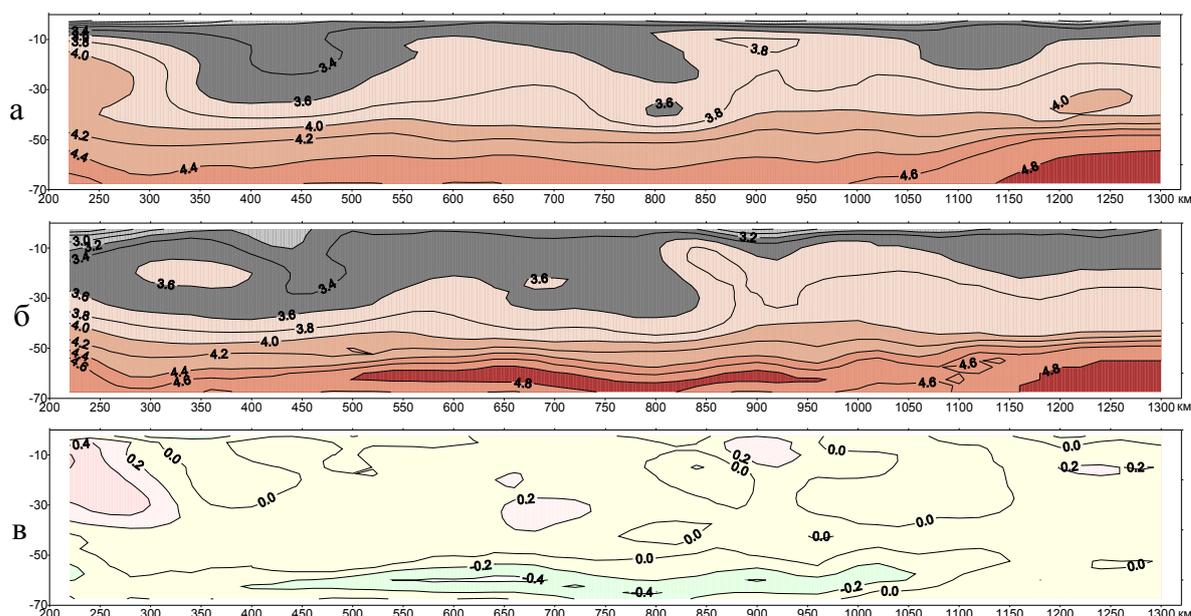


Рисунок 3 – S-скоростные разрезы по Восточному профилю: а – результат решения обратной задачи рефрагированных волн S, б – вычисленное поле по табличной зависимости $V_s(V_p, \rho)$, в – разностные значения.

Разработанная и реализованная в данной работе методология создания глубинной геофизической основы в виде P-, S-скоростных и плотностной ρ моделей литосферы приобретает большое значение для оценки сейсмической опасности не только высокосейсмичных орогенов, но и слабосейсмичных платформенных областей. Для последних данные глубинной геофизики являются самостоятельным источником информации при формировании критериев выявления сейсмогенерирующих зон в условиях дефицита сведений о пространственном режиме сейсмичности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методические рекомендации по изучению глубинного строения Казахстана на основе геотраверсов. //Любецкий В.Н. и др. Алма-Ата: КазИМС, 1990. – 101 с.
2. Шацлов В.И., Горбунов П.Н., Степаненко Н.П. и др. Скоростные модели земной коры Казахстана. – Алматы: Евразия, 1993. – 105 с.
3. Горбунов П.Н., Шацлов В.И., Степаненко Н.П., Белоусова Н.П. Геофизическое моделирование литосферы сейсмоактивных и асейсмичных территорий Казахстана. //Inland Earthquake. – 1995. – Vol.9, №2. – P. 171-183.
4. Шацлов В.И., Горбунов П.Н., Белоусова Н.П., Степаненко Н.П. Строение тектоносферы Тянь-Шаня на основе новой геофизической информации. //Inland Earthquake. – 1995. – Vol.11, №3. 1997. – P. 265-271.
5. Белоусова Н.П., Шацлов В.И. Скоростные и плотностные модели литосферы по опорным геотраверсам. //Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана. – Алматы, 2007 – С.167-182.
6. Шацлов В.И. Региональные особенности строения земной коры в связи с сейсмичностью. //Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: Эверо, 2000. С. 65-74.
7. Нусипов Е.Н., Оспанов А.Б., Рахымбаев М.М. и др. Особенности структуры активной мантии территории Казахстана в связи с сейсмичностью. //Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии, Иркутск, 2005. Вып.3. – С. 54-59.

УДК 552.32.5.6

**К проблеме золотоносности раннедокембрийских щитов Северной Евразии
(по результатам анализа геолого-геофизических материалов)**

Г.А. Стогний, В.В. Стогний (861)2199634, stogny@newmail.ru

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

В ряду проблем прогнозной оценки территории России на различные виды полезных ископаемых особое место ввиду своей сложности и важности имеет проблема оценки золотоносности. Согласно традиционным представлениям, одними их наиболее перспективных в отношении золотоносности региональных структур являются раннедокембрийские щиты. В этой связи рассмотрен потенциал раннедокембрийских щитов Северной Евразии – Балтийского, Украинского, Анабарского и Алдано-Станового на золото исходя из особенностей строения литосферы.

Золотоносность Балтийского щита известна довольно давно. Так, на Воицком руднике, открытом 270 лет назад, было добыто 74 кг золота. В настоящее время в пределах Карело-Кольского региона Балтийского щита, прогнозные ресурсы которого на золото оцениваются в 836 т (из них 54% по категории P_3), известны многочисленные рудопроявления, однако в целом данный регион практически не содержит экономически значимой золотой минерализации [1].

На Украинском щите, невзирая на активные поисковые работы, месторождения золота пока не выявлены, хотя и известны многочисленные рудопроявления, в том числе комплексные уран-золоторудные [2].

Анабарский щит, в контурах которого А.А. Кузнецов [3] выделяет потенциальную уран-золото-медно-никеле-графито-железородную провинцию, известны рудопроявления малосульфидно-золото-кварцевой и золото-кварцевой формаций с прогнозными ресурсами (P_2) 20 т. Экономически значимого золотого оруденения в его пределах не выявлено.

Золотодобыча на Алдано-Становом щите началась с конца XIX века, в первую очередь с освоения наиболее доступных россыпных месторождений, а с 30-х годов XX века открываются и разрабатываются рудные месторождения. Алдано-Становому щиту соответствует полихронная золото-платинометалльная провинция с Алданской и Становой металлогеническими областями [4]. Так, для Южно-Якутского золотоносного района (Алданская металлогеническая область) запасы золота по промышленным категориям ($B+C_1+C_2$) составляют 26,3 т (в том числе по рудным месторождениям – 15,4 т, россыпным – 10,9 т), прогнозные ресурсы ($P_1+P_2+P_3$) – 47,7 т (рудным – 42,3 т, россыпным – 5,4 т) [5]. Имеются реальные перспективы для дальнейшего расширения сырьевой базы по золоту данной провинции за счет выявления как известных, так и новых типов золоторудных месторождений.

Краткий обзор золотоносности раннедокембрийских щитов Северной Евразии позволяет сформулировать по крайней мере два вопроса: 1) является ли принадлежность территории к раннедокембрийскому щиту достаточным условием его золотоносности; 2) в чем заключается уникальность Алдано-Становой золото-платинометалльной провинции.

Золоторудные и золотоносные районы и узлы Алдано-Станового щита приурочены преимущественно к трем его тектоно-магматическим элементам: зеленокаменным поясам, гранитогнейсовым куполам и блокам высокобарических гранулитов [6].

Золотое оруденение зеленокаменных поясов выявлено на Тарыннахском участке Чаро-Токкинского, Ломамском участке Темулякит-Гунгурчинского и в Олондинском зеленокаменных поясах Олекминской гранит-зеленокаменной области. Это наименее изученный тип золотого оруденения, формы проявления которого весьма разнообразны и контролируются как тектоническим режимом формирования зеленокаменных поясов, так и характером наложенных метасоматических процессов. На первом этапе формирования зеленокаменных поясов, в условиях рифтинга, определяющую роль в эволюции рудогенерирующих систем играли, по-видимому, магматогенный и флюидный факторы.

Источником золота являются метабазиты и метаультрабазиты, что расширяет перспективы разработки локальных геологических и геофизических критериев прогнозирования. Вещественный состав фрагментов зеленокаменных поясов отличается главным образом соотношением в разрезах метавулканогенных и метаосадочных пород, а также долей интрузивных пород основного-ультраосновного состава. Фрагментам, сложенным преимущественно основными и ультраосновными породами, в поле силы тяжести соответствуют максимумы амплитудой до 10 мГал (Олондинский, северная часть Темулякит-Тунгурчинского и Субганский зеленокаменные пояса). Фрагменты, сложенные слюдястыми гнейсами и плагиогнейсами, обычно в материалах гравиметрических съемок масштаба 1:200000 и 1:50000 не находят отражения. В магнитном поле проявляются лишь фрагменты, содержащие пласты и линзы железистых кварцитов и магнетитсодержащих метабазитов. С учетом геофизических критериев оконтурены северные фрагменты Чаро-Токкинского и Темулякит-Тунгурчинского зеленокаменных поясов под карбонатно-терригенными отложениями платформенного чехла, а также выделены Онхойский, Олдонгсинский, Алдакайский и Верхнеунгринский фрагменты, объединенные в Восточно-Олекминский зеленокаменный пояс. Вертикальная мощность зеленокаменных поясов, оцененная по геофизическим данным, варьирует от 2 км (Субганский, северная часть Темулякит-Тунгурчинского) до 8 км (Олондинский).

В качестве перспективной на золото нами рассматривается зона Амгинского разлома, которая контролирует Восточно-Олекминский зеленокаменный пояс. Золотое оруденение в метабазитах Верхнеунгринского фрагмента данного пояса установлено при детальном геолого-геофизическом исследовании масштаба 1:25000-1:10000 в междуречьилевой и Правой Унгр. С зонами надвигов Амгинского разлома могут быть связаны участки метасоматической проработки, благоприятные для локализации золота.

Узлы мезозойского щелочного магматизма, пространственно приуроченные к гранито-гнейсовым куполам, контролируют основную часть золотоносных районов Алданского мегаблока, в их числе: Мурунский, Верхне-Амгинский, Центрально-Алданский, Оноконский, Желтулинский, Ломамский, Гувилгринский, Кет-Капский и Нуямо-Алгаминский. В пределах Батомгской гранит-зеленокаменной области прогнозируется Омнинский золоторудный район, приуроченный к Уянскому гранито-гнейсовому куполу. Наиболее хорошо изученным является Центрально-Алданский золоторудный район с его известными месторождениями лебединского, рябинового и других типов. Источником золота, по нашему мнению, являются архейские метабазиты, а перераспределение и концентрация рудной компоненты происходили в тектонически ослабленных зонах (как в комплексах архейских пород, так и в породах платформенного чехла) в процессе их переработки гидротермальными растворами мезозойских щелочных интрузий. Гранито-гнейсовые купола в структуре гравитационного поля отражаются отрицательными аномалиями амплитудой до 30 мГал и размером 60x100 км, они осложнены локальными минимумами с размером в поперечнике до 10 км и амплитудой от 4 до 12 мГал, совмещенные часто с магнитными максимумами и соответствующие меловым массивам щелочных пород (Желтулинский, Ломамский и др.).

Металлогенический облик Становой золотоносной области определяют, прежде всего, россыпи золота, приуроченные к блокам высокобарических гранулитов, базит-ультрабазитовые комплексы которых и массивы анортозитов и габбро-анортозитов также перспективны на платиноиды. Предложенная схема Становой металлогенической области включает три субширотные золото-платинометаллические зоны: Каларо-Джугджурскую, Ларбинско-Чогарскую и Амазарскую. В пределах Каларо-Джугджурской зоны интенсивно эксплуатируются Кабактанский, Каларский, Верхнетимптонский и Сутамский россыпные районы. Несмотря на это, проблема коренных источников золота весьма актуальна, так как месторождения и рудопроявления золота в этих структурах весьма редки. Источником золота гранулитовых блоков, по нашему мнению, служат метабазиты, а мобилизация рудной компоненты происходила при выдвигании гранулитовых блоков нижних частей

земной коры в процессе формирования Станового орогенного пояса. Перспективы обнаружения золотого оруденения Становой металлогенической области связываются, прежде всего, с нескрытыми блоками высокобарических гранулитов, проявляющихся положительными аномалиями гравитационного поля (интенсивностью до 15-30 мГал) в материалах гравиметрических съёмок масштаба 1:200000.

Особенности строения литосферы тех или иных регионов отражается в геофизических полях и является основой для металлогенического прогноза [7]. С этих позиций рассмотрим основные характеристики раннедокембрийских щитов Северной Евразии.

Мощность литосферы Анабарского и Украинского кристаллических щитов находится в пределах 180-200 км [8, 9], Балтийского – 140-220 км [10], а Алдано-Станового – 100-150 км. Уровень низкочастотной составляющей гравитационного поля щитов Северной Евразии изменяется в пределах: Анабарского – от +40 до -10; Балтийского – от +20 до -40; Украинского – от +20 до -20; Алдано-Станового - от -20 до -110 мГал. Отметим, что Алдано-Становой щит имеет наименьшую мощность литосферы и находится в контурах крупного регионального гравитационного минимума (Алданского), интерпретируемого как область разуплотнения верхней мантии.

Появлению промышленных рудных и россыпных месторождений золота Алдано-Станового щита с нашей точки зрения способствовало два основных фактора: 1) образование в мезозое Алданской области разуплотнения литосферы с деструкцией нижних горизонтов последней до 100-150 км, приведшей к усилению роли рудоносных растворов; 2) мезозойская коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов, в результате которой был сформирован Становой подвижный пояс, а на поверхности оказались совмещены блоки пород различных фаций метаморфизма и глубины, в том числе высокобарических золотоносных гранулитов.

Таким образом, области разуплотнения верхней мантии и сокращения мощности литосферы щитов следует отнести к региональным факторам золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малов Н.Д. О золотоносности Карело-Кольского региона Балтийского щита // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 33-38.
2. Ярошук М.А., Юшин А.А. Перспективы выявления комплексных с благородными металлами месторождений в юго-восточной части Украинского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием. Улан-Уде: Изд-во БНЦ СО РАН. 2004. С. 260-262.
3. Кузнецов А.А. Геолого-прогнозно-минерагеническая модель и перспективы промышленной рудоносности Анабарского щита // Отечественная геология. 2008. № 6. С.22-34.
4. Стогний В.В., Стогний Г.А. Металлогеническое районирование Алдано-Становой золотоплатинометалльной провинции // Геология и разведка. 2003. № 1. С. 17-21.
5. 50 лет геологической службы Республики Саха (Якутии). М.: РосГео, 2007. 382 с.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2005. 174 с.
7. Щукин Ю.К., Ерхов В.А., Костюченко С.Л., Липилин А.В., Сулейманов А.К. Концепция региональных геофизических исследований для геофизических и минерагенических целей // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 50-59.
8. Поспеева Е.В., Манаков А.В., Матросов В.А., Сараев А.К., Алексеев Д.А. Магнитотеллурические зондирования при поисках алмазов в Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд. ВГУ. 2005. С. 1429-1449.
9. Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Куприенко П.Я., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., Орлюк М.И., Цветкова Т.А. Закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых в связи с глубинным строением и

динамикой литосферы Украинского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. Ч. 2. С. 226-229.

10. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: ЗАО «Каэм». 2003. 252 с.

УДК 55

**Использование физических параметров
при создании интегральных геоэкологических моделей**

*Р.Х. Сунгатуллин Тел/факс (843)537-92-13, E-mail: Rafael.Sungatullin@ksu.ru
ООО «Татарстангеология», г. Казань, Россия*

В настоящее время природные геосферы являются своеобразными аккумуляторами техногенного воздействия, а их изменения обусловлены воздействием природных (эндогенные и экзогенные процессы, физические поля) и техногенных (разработка месторождений полезных ископаемых, заполнение водохранилищ, строительство и др.) процессов. Прогноз данных процессов сегодня основан, преимущественно, на методах частных экологических исследований по мониторингу отдельных показателей состояния техногенно-преобразованного геологического пространства. Общий же экологический прогноз состояния окружающего пространства, по мнению автора, должен основываться на системном анализе и численном моделировании, которые выступают инструментами интеграции результатов отдельных экологических направлений и помогают вскрыть сущность природных и техногенных процессов в пространстве [1]. Отсюда, одной из важнейших задач геоэкологии становится создание математических моделей объектов, явлений и процессов. Численная математическая модель 3D максимально полно реализует разнородные данные, позволяет оперативно корректировать ее по мере получения новых данных и существенно облегчает процесс исследования техногенно-преобразованного пространства с получением данных о вкладе естественных и антропогенных факторов в изменения окружающей среды.

Нами предложена методика компьютерного моделирования, которая рассматривает возможность создания интегральных моделей техногеосистемы [1]. Методика апробирована на примере Республики Татарстан, которая относится к самым урбанизированным и промышленно-освоенным субъектам России и поэтому является эталонным объектом для геоэкологического моделирования. Исходная информация для создания интегральной геоэкологической модели республики получена из проведенного статистического анализа карты функционального зонирования. На основе последней по оригинальной методике балльной оценки влияния техногенных объектов на геологическое пространство [2] создана численная 3D модель техногенной нагрузки, что позволило районировать изученную территорию по категориям состояния техногенно-преобразованного геологического пространства с учетом статистических параметров, полученных при обработке численной информации. Численная техногенная 3D модель позволяет использовать данные по техносфере для интеграции любой количественной, балльной (ранговой) и качественной информации. Отметим, что построение 3D моделей с изначально количественными характеристиками (геофизические, геохимические, структурная, современный рельеф) сегодня не вызывает больших сложностей. Что же касается карт с качественными характеристиками (геологическая, осадочно-петрографическая, минерагеническая и др.), то оригинальная методика создания их численных моделей приведена в работах [1, 3, 4 и др.]. Для построения интегральной геоэкологической модели Республики Татарстан использовались модели различных сред геологического пространства (таблица) путем создания общего грида, соответствующего таковому для техногенной модели. По «матричному гриду» устанавливается корреляционная зависимость между отдельными

средами, которые затем совместно анализируются статистическими методами и по полученным коэффициентам факторных нагрузок строится математическая модель изучаемого объекта. На более продвинутых стадиях геоэкологического исследования применяется направленный факторный эксперимент. Главные задачи данного этапа сводятся к нахождению минимального числа существенных факторов, с достаточной полнотой описывающих явление или процесс, и построению интегрального параметра, значения которого определяются факторными весами сред-объектов. Затем для данного набора признаков строится модель, которую можно ранжировать по значениям факторных весов.

Таблица

Факторные нагрузки геологического пространства РТ

Номер модели	Модели	Весовые нагрузки факторов и их интерпретация				
		Геодинамический	Химический	Стратиграфический	Геоэкологический	Физический
1.	Гравиметрическая	0,01	-0,05	0,10	0,02	0,81
2.	Магнитометрическая	0,03	0,12	-0,04	0,06	0,70
3.	Неоднородность распределения электромагнитного поля в осадочном чехле	-0,10	-0,03	-0,01	0,05	0,93
4.	Кровля фундамента	0,88	0,05	0,21	-0,04	0,01
5.	Электрическая проводимость	-0,76	-0,25	-0,05	-0,15	0,05
6.	Геологическая	-0,28	-0,14	0,89	-0,11	0,02
7.	Осадочно-петрографическая	0,26	0,13	-0,91	0,04	-0,07
8.	Минерагеническая	0,42	0,34	0,21	0,25	0,05
9.	Содержание SiO ₂	-0,05	-0,89	-0,03	0,06	0,03
10.	Содержание CaO	0,17	0,86	0,18	0,09	-0,02
11.	Содержание P ₂ O ₅	-0,78	0,14	-0,16	0,18	0,03
12.	Рельеф современный	0,33	0,19	0,02	-0,75	0,11
13.	Техногенная нагрузка	0,23	0,10	-0,12	0,72	0,20
Вес фактора, %		19,1	14,1	13,9	9,6	9,3
Приведенный вес фактора, %		28,9	21,4	21,1	14,5	14,1

Примечание: жирным шрифтом выделены значимые факторные нагрузки

Статистическая обработка общей матрицы значений всех имеющихся 3D моделей Республики Татарстан (таблица) выявила факторные нагрузки, соответствующие степени воздействия каждой из них на техногенно-преобразованное геологическое пространство. Выявлено пять факторов, ответственных за формирование более 2/3 всей геоэкологической информации территории РТ. Установлено, что первый фактор, в основном, влияет на значения таких параметров, как кровля фундамента, электрическая проводимость осадочного чехла и содержание фосфора в породах - «геодинамический фактор». Для второго по значимости фактора основные факторные нагрузки обусловлены содержаниями кремнезема и кальция и, поэтому, данный фактор назван «химическим». Третий фактор связан с геологической и осадочно-петрографической моделями, отражая, таким образом, возрастные и литологические особенности изучаемой территории и поэтому данная факторная нагрузка получила название «стратиграфической». Четвертый фактор определяется моделью техногенной нагрузки и современным рельефом, что позволило нам выделить его в «геоэкологический» фактор,

отражающий влияние техногенеза на геологическое пространство. И, наконец, пятый фактор очень четко определяется основными физическими параметрами (сила тяжести, магнитная и электрическая составляющие) и выделен нами как «физический» фактор.

Создание интегральной геоэкологической модели территории Республики Татарстан (рис. 1) основывалось на совместном анализе и синтезе отдельных моделей, их вкладе в общую информацию о техногенно-преобразованном геологическом пространстве (таблица).

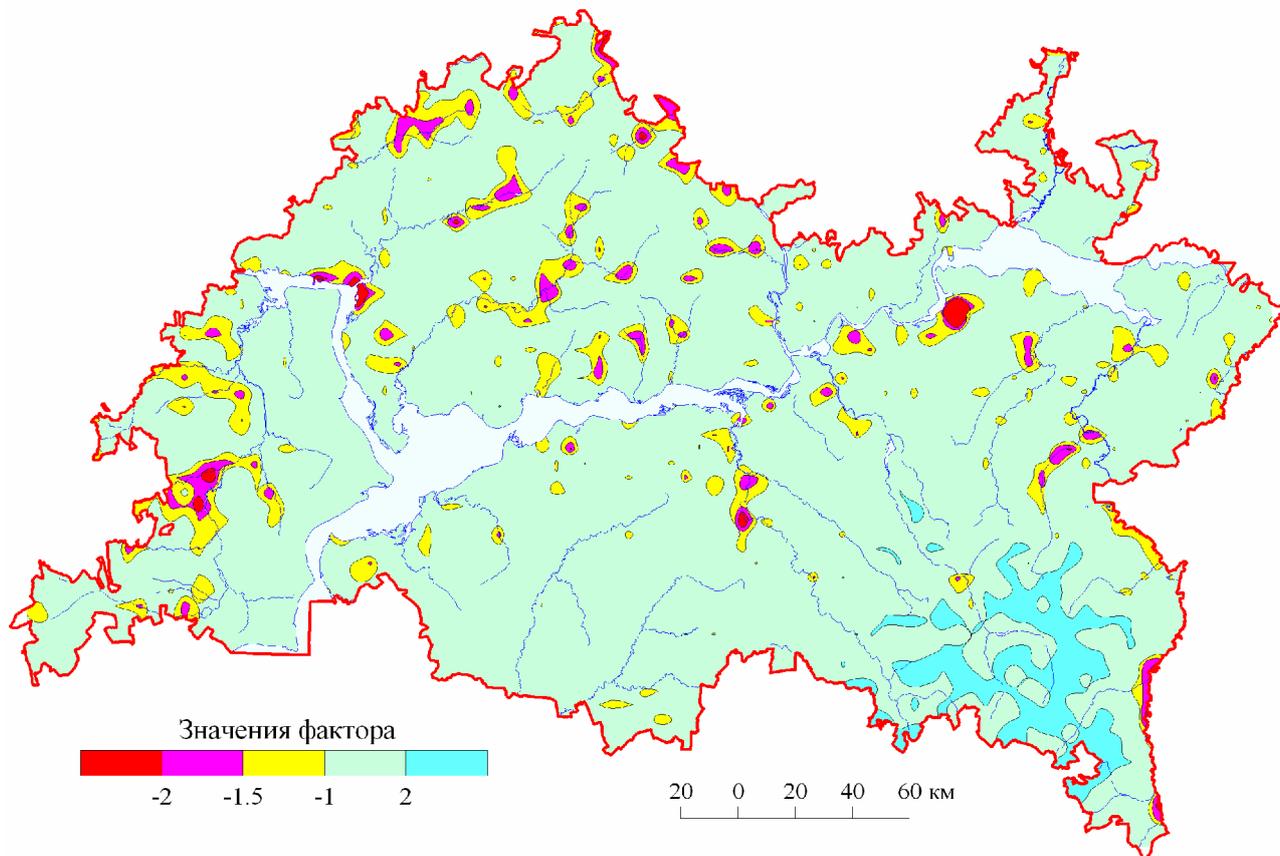


Рис. 1. Интегральная геоэкологическая модель Республики Татарстан

Количественные параметры интегральной геоэкологической модели получены с помощью весовых факторных нагрузок всех моделей по следующей формуле:

$$Z_3 = \frac{0,72 \times Z_{13} + 0,25 \times Z_8 + 0,18 \times Z_{11} + 0,09 \times Z_{10} + 0,06 \times Z_9 + 0,06 \times Z_2 + 0,05 \times Z_3 + 0,04 \times Z_7 + 0,02 \times Z_1}{0,75 \times Z_{12} + 0,15 \times Z_5 + 0,11 \times Z_6 + 0,04 \times Z_4}$$

где Z_3 – численная величина параметра в отдельной ячейке для интегральной геоэкологической модели, Z_n – численная величина параметра в соответствующей ячейке для отдельной модели, n – номер модели (таблица).

По сравнению с техногенной моделью, интегральная геоэкологическая модель показывает различие между промышленно-урбанизированными территориями (значение Z_3 менее минус 1,5) и площадями разрабатываемых месторождений нефти (значение Z_3 более 2,0). Кроме того, интегральная модель сглаживает многочисленные сложности совмещения и ранжирования различных параметров техногеосистемы, а также позволяет провести районирование с применением математических методов. Последнее, в свою очередь, способствует переходу к количественному прогнозированию изменений окружающей среды и использованию этих данных при создании интегральной геологической модели пространства [1].

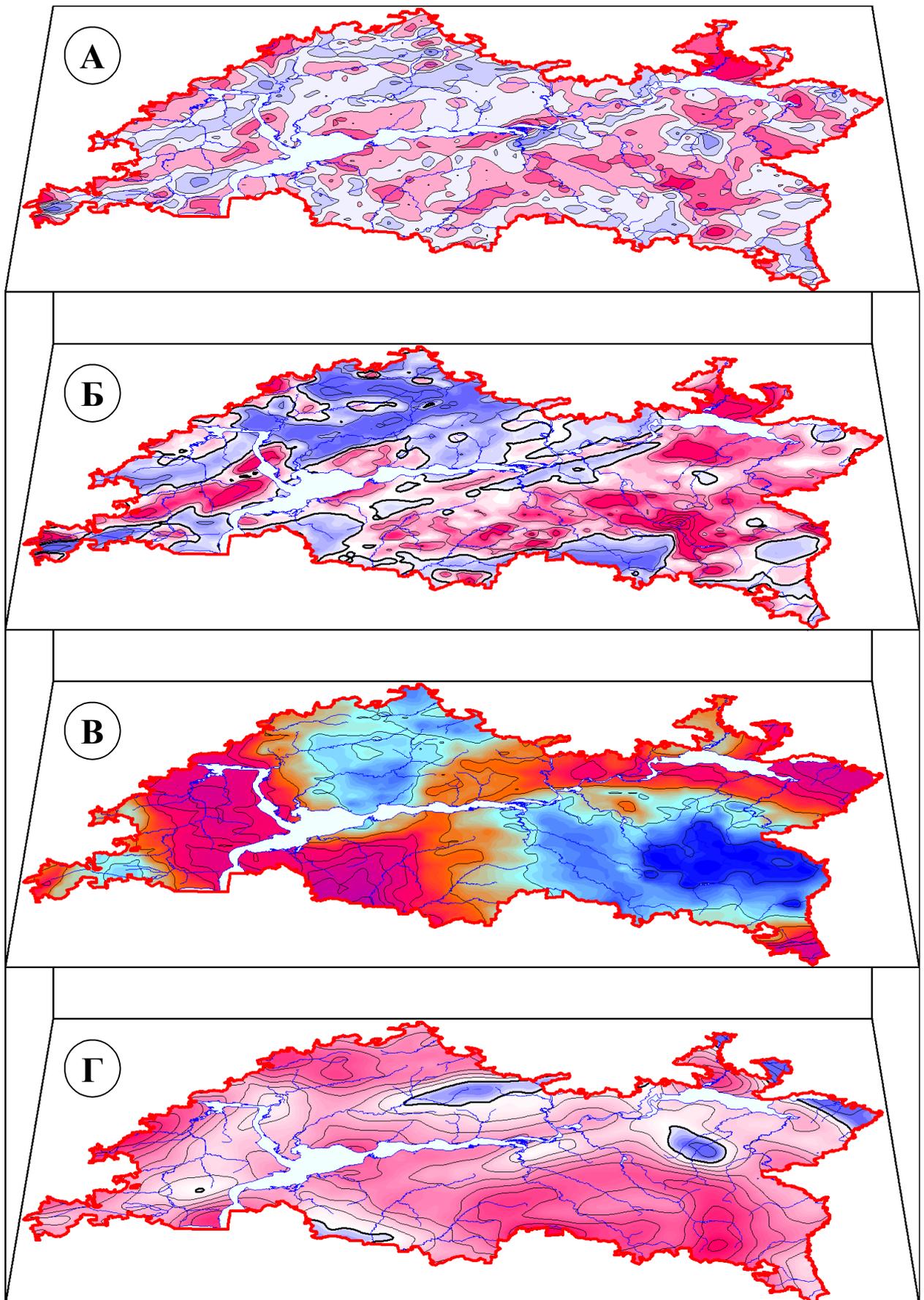


Рис. 2. Создание интегральной физической модели Республики Татарстан
А – физическая модель, Б – модель магнитного поля (ΔT), В – модель электрической проводимости, Г – модель силы тяжести (редукция Буге)

Изменение состояния геологического пространства проявляется во временных вариациях различных параметров физических полей: гравитационных, электромагнитных, сейсмических и др. На территории Республики Татарстан отчетливое выражение в геофизических полях тектонических элементов строения фундамента и осадочного чехла, литологических особенностей четвертичных образований, защищенности подземных вод [1, 2], что подтверждает взаимообусловленность физических и геологических параметров в целом для Восточно-Европейской платформы [5]. Физические параметры, затрагивающие разные природные объекты, ранее системно практически не сопоставлялись. Подобные исследования необходимы для получения интегральной информации о физических параметрах геологического пространства, ее многоцелевого использования в моделировании природных и техногенных процессов и при мониторинге. Совместный анализ основных физических параметров геологического пространства, аналогично алгоритму построения интегральной геоэкологической модели, а также на основании общей базы данных (таблица) позволил нам создать интегральную физическую модель (рис. 2). Последняя определяется, преимущественно, геофизическими моделями, что следует из высоких значений факторных нагрузок последних (0,70-0,93) в структурной организации физического фактора (таблица). Общий же вес физического фактора составляет 14,1 % объема всей современной информации о техногенно-преобразованном пространстве, что свидетельствует об относительно его небольшом вкладе.

Проведенные геоэкологические исследования являются первым опытом создания количественной основы для комплексного прогнозирования изменений техногенно-преобразованного геологического пространства территории Республики Татарстан. Предлагаемый подход позволяет объединить различные среды через систематизацию количественных и формализацию качественных данных, обеспечивая получение совершенно новой (эмерджентной) информации о техногеосистемах. Наиболее значимым прикладным аспектом сформированной интегральной геоэкологической модели является создание постоянно действующей модели, допускающей дальнейшее ее наполнение и перманентное обновление по данным мониторинговых исследований. Подобная модель может создаваться как для отдельных объектов, площадей, регионов, так и в целом для Российской Федерации и пригодна для решения геоэкологических задач на локальном, региональном и федеральном уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сунгатуллин Р.Х. Интегральная геология. Казань: Образцовая типография, 2006. 142с.
2. Сунгатуллин Р.Х. Комплексный анализ геологической среды (на примере Нижнекамской площади). Казань; Изд-во Мастер-Лайн, 2001. 140 с.
3. Сунгатуллин Р.Х., Хазиев М.И. Методика создания литологических моделей (на примере полифациальных отложений Республики Татарстан) // Развитие идей Н. А. Головкинского и А. А. Штукенберга в Казанской геологической школе. Материалы чтений. Казань; Изд-во КГУ, 2004. С. 156–159.
4. Сунгатуллин Р.Х. Моделирование состояния геологической среды при интенсивном антропогенезе // Геоэкология. 2005. № 5. С. 390–394.
5. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно–Европейской платформы. Екатеринбург; Изд–во УрО РАН, 2003. 300с.
