Моделовање затварања уских океанских басена нумеричким симулацијама

НИКОЛА Б. СТАНКОВИЋ, Универзитет у Београду,
Рударско-геолошки факултет, Београд

Оригинални научни рад
UDC: 551.2/.3:551.462]: 519.876.5
DOI: 10.5937/tehnika2106741S

Нумеричке симулације представљају већ познат приступ испитивању геодинамичких процеса у Земљиној унутрашњости и примењују се на разне врсте геолошких проблема. У овом раду моделује се процес затварања уског океанског простора. У првом кораку успостављен је поједностављени нумерички модел уског океана. Термомеханички систем се потом симулира решавањем Навије-Стоксових једначина и температурне једначине. Постављањем граничних услова за брзину, симулира се конвергентни режим који доводи до субдукције по предефинисаној слабој зони омотача. Субдукција потом резултира у развоју магматизма, коначном затварању океанског простора и почетку континенталне колизије. Током симулације значајна количина офиолита је навучена на континент.

Кључне речи: геодинамика, субдукција, 2Д термомеханички код, офиолити

1. УВОД

Примена нумеричких метода у решавању проблема у геодинамици је присутна већ деценијама и даље се развија [1-6]. Геодинамички процеси су комплексни и захтевају механику континуума и термодинамику да би се математички описали [7-9]. Развијени су различити приступи решавању система парцијалних диференцијалних једначина које управљају „током” стена у Земљи, засновани на коначним разликама, коначним елементима и спектралним методама [10].

Овај рад демонстрира корисност једног од ових нумеричких приступа који се може применити за решавање геодинамичких проблема. Приступ маркера у хелији са конзервативним коначним разликама на „затетураној” нумеричкој мрежи примењен је на једноставну геолошку поставку уског океана између два континента.

Овај приступ је већ коришћен за описивање многих, различитих, геолошких појава и процеса попут континенталне и интраокеанске субдукције, одкидања субдуковане литосфере, континенталне

колизије, орогенезе, обдукције и др. [11-17].

Затварање океанских басена је важан геодинамички процес који карактеришу многе комплексности попут навлачења офиолита, вулканизма, раста орогена, седиментације и др. [18].

У раду је успостављен поједностављени модел уског океанског басена ширине 250 km. Наметнут је конвергентни услов за брзину приписивањем вектора брзине десном континенту у лево, док је леви континент фиксиран. Овако постављен модел се развија у субдукцију која на крају резултира у коначном затварању океанског простора. Ово затварање прати коначно навлачење офиолита и почетак континенталне колизије.

2. МЕТОДЕ

Геолошка средина која је састављена од стenske материје се може сматрати континуумом [7, 9]. Како би се симулирало термомеханичко понашање континуума, мора се решити скуп парцијалних диференцијалних једначина. То су Навије – Стоксове једначине за рачунање поља брзине и температурна (топлотна) једначина за рачунање температурног поља.

Једначина континуитета гарантује да се материја неће стварати нити нестајати у систему. Систем се мора ограничити једначинама стања за материјале који су присутни у моделу. Једначина

Адреса аутора: Никола Станковић, Универзитет у Београду, Рударско-геолошки факултет, Београд, Бушина 7

e-mail: nikola.stankovic@rgf.rs

Рад примљен: 21.10.2021.

Рад прихваћен: 15.11.2021.

стања успоставља зависност густине од притиска и температуре преко стишљивости и коефицијента топлотног ширења.

Стенски материјал се у условима који владају у Земљиној унутрашњости и при геолошким временским размерама, понаша као веома вискозни флуид ($\sim 10^{21}$ Pa·s) [8]. За описивање таквог протицања стена у Земљиној унутрашњости користи се Стоксов систем. Навије – Стоксове једначине представљају равнотежу сила које делују на јединицу запремине дате непрекидне средине. За спори ток једначина се своди [7] на:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i - \frac{\partial P}{\partial x_i} = 0 \quad (1)$$

где је σ'_{ij} девијаторски део механичког напона, ρ густина, g_i гравитационо убрзање, а P је притисак, док су индекси координата означени са i и j . Ова једначина представља баланс вискозних сила, запреминских сила (гравитација) и градијената у притиску који делују на јединицу запремине непрекидне средине.

Температурна једначина доводи у везу све топлотне изворе у оквиру дате јединице запремине и све преносе топлоте са променом температуре T по времену. У Ојлеровом облику може се записати [7] као:

$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T \right) = - \frac{\partial q_i}{\partial x_i} + H \quad (2)$$

где је C_p топлотна капацитивност, а q_i је топлотни флуks, док се H односи на било које запреминске изворе или одводе топлоте који су присутни (нпр. радиоактивно загревање, вискозно загревање, адиабатско хлађење итд.) [7, 9]. Лева страна једначине се односи на временску зависност температуре и на адвекцију, док су чланови на десној страни редом топлотна кондукција и запремински извори топлоте.

У геодинамици аналитичка решења постоје за неколицину идеализованих случајева [9]. Одређене нумеричке методе се морају применити за геолошки релевантне поставке и за решавање Стоксове и температурне једначине [10].

У овом раду користи се 2Д термомеханички код I2VIS [19]. Код користи конзервативне коначне разлике на „затетураној“ нумеричкој мрежи и примењује приступ маркера у ћелији. Реолошка својства се дефинишу за материјалне тачке (маркере). Ова својства се интерполирају на чворове нумеричке мреже и решавају се Стоксова и температурна једначина. Нумеричка мрежа је „затетурана“ тако да нису сва својства дефинисана у истим чворовима. На основу срачунатог поља брзине и температуре, користи се метода Рунге-Кута

четвртог реда како би се маркери изместили у складу са пољем брзине. Када су маркери на новим позицијама, време се помера у оквирима који су нумерички ограничени. Физичка својства се потом поново интерполирају са маркера на нумеричку мрежу.

3. ПОСТАВКА МОДЕЛА

Почетни модел је дефинисан на дводимензионалном домену широком 4.000 km и дубоком 1400 km. Модел обухвата вертикалну секцију која садржи литосферу (кора и омотач) као и омотач испод. Океанска литосфера ширине 250 km у центру по хоризонталној оси раздваја два континента (слика 1). Константна брзина у лево се приписује континенту В, како би се изазвала лево оријентисана субдукција под континент А да би се затворио океан.

Коришћена нумеричка мрежа има променљиву резолуцију. Средишњих 1000 km има хоризонталну резолуцију од 1 km, док се растојање између вертикалних линија у нумеричкој мрежи повећава на 10 km на периферним деловима модела. Вертикална резолуција се смањује са 1 km у горњих 200 km на 10 km у дубљим деловима модела. Маркери су распоређени у ћелијама нумеричке мреже тако да их је на почетку симулације око 11.6 милиона. Током симулације услед парцијалног стапања материјала, хидрације и седиментације њихов број се повећава. Интересна зона у моделу се налази у централних 700 km. Овај део је покривен резолуцијом од 1 km. Геолошки најзначајнији феномени се дешавају у овој зони.

На бочним, вертикалним границама модела примењени су изолациони гранични услови за температуру ($q = 0$ преко границе) [7] док је вредност температуре фиксирана на горњој и доњој граници. Гранични услови за брзину на горњој, левој и десној граници непропусни су за проток материје кроз границу и неограничени за кретање уз границу (енг. „free-slip“ услов), док је доња граница пропусна.

Горњих 20 km домена модела је резервисано за атмосферу. Приступ „лепљивог ваздуха“ (енг. „sticking air“) [20] за моделовање горњег слоја је искоришћен у циљу симулирања слободне површине како би се дозволио слободни развој рељефа иако се правој горњој граници приписује *free-slip* услов за брзину. Ваздуху који чини атмосферски слој је приписана динамичка вискозност од 10^{19} Pa·s.

У моделу континенти се састоје од два геолошки различита слоја коре, сваки дебљине 20 km као и од дела континента који припада омотачу до дубине од 130 km. Дебљина океанске литосфере је

срачуната на основу њене старости. Литосфера се третира као топлотни гранични слој [8, 9]. На почетку симулације старост океана је 60 милиона година, а приписана је топлотна проводљивост k од 10^{-6} W/m·K. Горњи део океанске литосфере се састоји од два слоја океанске коре. У овом моделу дебљина океанске коре се линеарно повећава од 8

km на маргини континента В до 13 km на супротном крају океанског басена. Овај мало не-реалистичан модел је постављен са циљем да се субдукујући део океана учини „пловнијим“ услед мањег контраста у густини и тиме олакшао појаву обдукције. Реолошки параметри су наведени у табели 1.

Слика 1 - Почетни услови моделовања. Лево: почетна конфигурација модела у оквиру централне зоне интереса. Растојања су у километрима. Десно: легенда материјала присутних у симулацији

Табела 1. Реолошки параметри главних материјала који се јављају у симулацији, где је C – кохезија, ρ_0 референтна густина, E_A активациона енергија, V_A активациона запремина, ϕ_{sub} угао унутрашњег трења за сув материјал. E_A , A_D , V_A , n су параметри који описују реолошки закон као у [21] одакле су преузети називи.

Материјал	реолошки закон [21]	C [MPa]	ρ_0 [kg/m ³]	E_A [kJ/mol]	$1/A_D$ [Pa ⁿ s]	n	V_A [J/bar/mol]	$\sin \phi_{\text{sub}}$
Седименти	Мокри кварцит	1	2600	$1.54 \cdot 10^5$	$1.97 \cdot 10^{17}$	2.3	0.8	0.15
Горња континентална кора	Мокри кварцит	1	2700	$1.54 \cdot 10^5$	$1.97 \cdot 10^{17}$	2.3	0.8	0.3
Доња континентална кора	Плагноклас (An75)	1	2900	$2.38 \cdot 10^5$	$4.8 \cdot 10^{22}$	2.3	0.8	0.3
Горња океанска кора (базалт)	Мокри кварцит	1	3000	$1.54 \cdot 10^5$	$1.97 \cdot 10^{17}$	2.3	0.8	0.2
Доња океанска кора (габро)	Плагноклас (An75)	1	3000	$2.38 \cdot 10^5$	$4.8 \cdot 10^{22}$	3.2	0.8	0.6
Суви омотач	Суви оливин	1	3300	$5.32 \cdot 10^5$	$3.98 \cdot 10^{16}$	3.5	0.8	0.6
Хидрирани омотач / слаба зона	Мокри оливин	1	3200	$4.7 \cdot 10^5$	$5.01 \cdot 10^{20}$	4	0.8	0.05
Серпентинизовани омотач	Мокри оливин	1	3000	$4.7 \cdot 10^5$	$5.01 \cdot 10^{20}$	4	0.8	0.05

Субдукција је иницирана приписивањем константне брзине од 3 cm/god континенту В док се континент А држи фиксираним. Гурање се одржава у току целог трајања симулације. На конвергенцију у каснијим деловима симулације утиче и тежина субдуковане литосфере (енг. „slab pull“). Разлици у густини, између океанске литосфере и континенталне литосфере, помаже приписана слаба зона са падом у лево. Ова зона слабијег материјала омотача

има значајно мањи угао унутрашњег трења, и делује као водиља за почетну фазу субдукције.

Тачни механизми преласка пасивне маргине у активну су и даље отворена питања у геодинамици иако је познато да разлика у густини и старост океана играју важну улогу [13, 22]. Једноставнији приступ иницирању субдукције по предодређеној слабој зони је у широкој употреби у нумеричким симулацијама [11, 14, 23].

4. РЕЗУЛТАТИ

Развој симулације је приказан на слици 2 на основу пет карактеристичних временских одсека. На почетку симулације (слика 2а) лево оријентисана субдукција започиње по слабој зони.

Слика 2 - Временски развој симулације. Растојања су у километрима. Температурно поље је представљено контурама

Овај саstrугани материјал се меша са већ присутним седиментима дефинисаним на почетку симулације. Субдукција изазива спуштање океанске плоче и маргиналног дела континента што доводи до нове седиментације. Ови нови седименти (светло смеђа боја на слици 2) се такође додају у меланж.

Субдукција се наставља током 9 милиона година када се последњи делови океанског басена затварају (слика 2 в). Значајни део материјала океанске коре остаје на контакту два континента.

Од 6 милиона година на даље, на приближно 150 km лево од рова, јавља се значајан магматизам у континенталној кори. Овај магматизам је јасно изражен на 9 милиона година (слика 2 в).

Магматизам је изазван повећаним хидрирањем сувог омотача изнад субдуковане литосфере. Хидрирани омотач доводи до парцијалног стапања [24]. Након 9 милиона година офиолитски меланж се навлачи на маргину континента А. Почетак деламинације коре континента В се јавља на 13 милиона година од почетка симулације и изражена

Океанска литосферна плоча се спушта под континент под углом од око 45°. Значајни део горње океанске коре се струже и акумулира у рову током субдукције и надолажења даљих делова океанске плоче (слика 2б).

је већ на око 14 милиона година (слика 2 г). Горња кора се деформише око офиолита на контакту док се мањи део субдукује испод. Доња кора се субдукује у потпуности, пратећи пут океанске литосфере. Такође, јавља се и значајни раст орогена на контакту са десне стране.

Континент А се при колизији деформише и помера по линији магматизма. Ово је последица слабења околне коре услед присуства растопа и флуида [23, 25]. Почевши на 16 милиона година јавља се уздижући астенисферски ток по равни субдукције.

Ово уздицање, које се јасно види на 17 милиона година (слика 2 д), је праћено повећањем температуре у близини контакта два континента што изазива други талас магматских догађаја који се сада креће од дубине континента А ка контакту. Овај ток нестаје до 19.5 милиона година. Офиолитске стене су тада потпуно обдуковане и трајно смештене на континент А. Након 20 милиона година (слика 2 ђ) се развија даља континентална колизија која није предмет овог рада.

5. ДИСКУСИЈА

Добијени резултати су успели да прикажу већину важних аспеката процеса затварања океана услед субдукције. Гурањем континента В у лево, изазвана је субдукција која је довела до коначног затварања океана.

Уобичајени субдукциони магматизам је произведен у овој симулацији. Велика количина океанског стенског материјала је сачувана на површини и трајно смештена на континент као офиолит.

Значајна деформација и спуштање континента А у каснијим фазама симулације се дешава услед слабења коре растопима и флуидима. Може се опазити ротација најмаргиналнијих 100 km континента А у смеру супротном кретању казаљке на сату.

Присуство флуида и растопа, такође, може утицати на пластичну критичну тачку стена [23] деловањем на вредност угла унутрашњег трења φ :

$$\sin \varphi = \lambda \sin \varphi_{dry} \quad (3)$$

где је λ фактор притиска флуида или растопа дефинисан преко односа притиска флуида (или растопа) P_f и динамичког притиска P :

$$\lambda_f = 1 - \frac{P_f}{P}. \quad (4)$$

У овој симулацији фактор 0.1 је коришћен за λ_f и λ_m .

Циљ овог рада био је да представи могућности коришћења нумеричких метода за симуирање једноставних геодинамичких поставки. Применљивост ове симулације за решавање реалистичних геолошких проблема је веома ограничена.

Она успешно реконструише главне геодинамичке феномене који су очекивани у датој геолошкој поставци. Виша резолуција и већи број маркера су потребни за детаљнија испитивања датог процеса попут парцијалног стапања испод континента или мешања материјала у рову.

Океански басени се не затварају нужно услед једне субдукције већ процес може бити комплекснији. У том случају геодинамика која обухвата интраокеанску субдукцију, вулканизам острвског лука и бекарк екстензију [26, 27] је често потребна за симуирање реалистичних процеса затварања океанских басена.

Ипак, ова једноставна симулација може послужити као почетни модел за истраживање затварања одређених реалних океанских простора.

6. ЗАХВАЛНИЦА

Захваљујем се Институту за геофизику, ЕТХ Цирих, а посебно професору Тарасу Герји на уступању I2VIS кода као и за приступ кластеру „Ојлер“ за рачунање симулација.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] McKenzie D. P., Roberts J. M. & Weiss, N. O. Convection in the Earth's mantle: towards a numerical simulation. *Journal of Fluid Mechanics*, 62(3), 465-538, 1974.
- [2] Jarvis G. T., & McKenzie D. P. Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary science letters*, 48(1), 42-52, 1980.
- [3] Torrance, K. E., & Turcotte, D. L. Thermal convection with large viscosity variations. *Journal of Fluid Mechanics*, 47(1), 113-125, 1971.
- [4] Christensen, U. Geodynamic models of deep subduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1-4), 25-34, 2001.
- [5] Tackley P. J. Modelling compressible mantle convection with large viscosity contrasts in a three-dimensional spherical shell using the yin-yang grid. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 7-18, 2008.
- [6] Confal J. M., Faccenda M., Eken T. & Taymaz T. Numerical simulation of 3-D mantle flow evolution in subduction zone environments in relation to seismic anisotropy beneath the eastern Mediterranean region. *Earth and Planetary Science Letters*, 497, 50-61 2018.
- [7] Gerya T. *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press, 2019.
- [8] Schubert G., Turcotte D. L. & Olson P. *Mantle convection in the Earth and planets*. Cambridge University Press, 2001.
- [9] Turcotte D. L. & Schubert G. *Geodynamics*. Cambridge university press, 2002.
- [10] Alik Ismail-Zadeh, Paul Tackley, *Computational Methods for Geodynamics*. Cambridge University Press, 2010.
- [11] Duretz T., Gerya T. V. & May D. A. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophysics*, 502(1-2), 244-256, 2011.
- [12] Nikolaeva K., Gerya T. V. & Connolly J. A. (). Numerical modelling of crustal growth in

- intraoceanic volcanic arcs. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 336-356, 2008.
- [13] Nikolaeva K, Gerya T. V. & Marques F. O. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B3), 2010.
- [14] Gorczyk W, Willner A. P, Gerya T. V, Connolly J. A. & Burg J. P. Physical controls of magmatic productivity at Pacific-type convergent margins: Numerical modelling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 163(1-4), 209-232, 2007.
- [15] Duretz T, Agard P, Yamato P, Ducassou C, Burov E. B. & Gerya T. V. Thermo-mechanical modeling of the obduction process based on the Oman ophiolite case. *Gondwana Research*, 32, 1-10, 2016.
- [16] Faccenda M, Minelli G. & Gerya T. V. Coupled and decoupled regimes of continental collision: Numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3-4), 337-349, 2009.
- [17] Sizova E, Gerya T. & Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision. *Gondwana Research*, 25(2), 522-545, 2014.
- [18] Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic *Tectonophysics*, 381(1-4), 235-273, 2004.
- [19] Gerya T. V. & Yuen D. A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(4), 293-318, 2003.
- [20] Crameri F, Schmeling H, Golabek G. J, Duretz T, Orendt R, Buiter S. J. H. ... & Tackley P. J. A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: an evaluation of the „sticky air“ method. *Geophysical Journal International*, 189(1), 38-54, 2012.
- [21] Ranalli G, Rheology of the earth. Springer Science & Business Media, 1995.
- [22] Stern R. J. & Gerya T. Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics*, 746, 173-198, 2018.
- [23] Baitsch-Ghirardello, B, Gerya T. V, & Burg J. P. Geodynamic regimes of intra-oceanic subduction: Implications for arc extension vs. shortening processes. *Gondwana Research*, 25(2), 546-560, 2014.
- [24] Best M. G. *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons, 2013.
- [25] Gerya T. V, Connolly J. & Yuen D. A. Why is terrestrial subduction one-sided? *Geology*, 36(1), 43-46, 2008.
- [26] Maffione M. & van Hinsbergen, D. J. Reconstructing plate boundaries in the Jurassic neo-Tethys from the east and west Vardar ophiolites (Greece and Serbia). *Tectonics*, 37(3), 858-887, 2018.
- [27] Faccenna C, Becker T. W, Lucente F. P, Jolivet L. & Rossetti F. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809-820, 2001.

SUMMARY

MODELLING THE CLOSURE OF NARROW OCEANIC BASINS BY MEANS OF NUMERICAL SIMULATIONS

Numerical simulations represent an established approach in investigation of geodynamic processes in the Earth's interior and it is applied to a vast variety of geological problems. The closure of a narrow oceanic realm is modelled in this paper. Firstly, a simplified numerical model of a narrow ocean is established. The thermomechanical system is then simulated by solving Navier-Stokes and temperature equations. By imposing boundary conditions for velocity the convergent regime is simulated which leads to a subduction process along a predefined weak shear zone mantle. The subduction subsequently results in development of magmatism, the final closure of the oceanic realm and the onset of continental collision. Considerable amount of ophiolites were successfully obducted onto the overriding continent during the course of the simulation.

Key Words: geodynamics, subduction, 2D thermomechanical code, ophiolites