تعیین زون تراستی در ساختار فرورانشی مکران، با استفاده از مدل‌سازی حرارتی

متین خالدزاده[۱]، عبدالرضا قدس[۲]، مجید عباسی[۳]

[۱]دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، matin.khaledzadeh@gmail.com
[۲]استاد ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، aghods@iasbs.ac.ir
[۳]استادیار ژئودزی، دانشگاه زنجان، madjid.abbasi@znu.ac.ir

چکیده

در تحقیق حاضر با استفاده از هندسه‌ی حاصل از مطالعات توابع گیرنده در راستای پروفیل لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، ساختار حرارت در منطقه‌ی فرورانش مکران با حل معادله‌ی انرژی به روش حجم محدود و با فرض برقراری شرایط مانا محاسبه شد. سپس با در نظر گرفتن لرزه‌خیزی منطقه و نیز محل تلاقی منحنی‌های همدمای ۱۰۰-۱۵۰ ºC و ۳۵۰-۴۵۰ ºC با سطح ورق فرورانشی حد بالایی و پایینی زون تراستی برای منطقه مکران محاسبه شد. بر اساس نتایج حاصل از مدل‌سازی عددی، حد بالایی در فاصله‌ی ۶۰ کیلومتری از پیشانی دگرشکلی و در عمق ۱۵ کیلومتر و حد پایینی گسله‌ی مگاتراستی مکران درفاصله‌ی ۳۰۰ کیلومتری از پیشانی دگرشکلی و در عمق ۴۰ کیلومتری قرار دارند. این اطلاعات نقش بسیار کلیدی در زون‌بندی لرزه‌ای برای تهیه نقشه‌های خطر زلزله استان سیستان و بلوچستان و نیز دید کلی در ارتباط با بزرگای زمین‌لرزه‌ی احتمالی در منطقه خواهند داشت.

واژه‌های کلیدی: مگاتراست، فرورانش، مکران، ساختار حرارت، تبدیل فاز بازالت-اکلوژیت، مدل‌سازی عددی.

Determination of Thrust Zone in Makran Subduction Using Thermal Modelling

Matin Khaledzadeh[1], Abdolreza Ghods[2], Madjid Abbasi[3]

[1]PhD student of Geophysics, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, matin.khaledzadeh@gmail.com
[2]Professor of Geophysics, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, aghods@iasbs.ac.ir
[3]Assistant Professor of Geodesy, University of Zanjan, madjid.abbasi@znu.ac.ir

Abstract

We calculated the thermal structure in Makran subduction zone by solving the energy equation in 2D using finite volume method and assuming the steady state condition. For this purpose we used the geometry of the subducting slab as extracted from the receiver function analysis along the IASBS temporary seismic array. Then we determined the updip and downdip of Megathrust zone by considering the seismicity related to megathrust zone and intersection between 100-150ºC and 350-450ºC isotherms and the subducting slab interface. The Megathrust updip locates 60 km north of the deformation front in Makran subduction system in the depth of 15 km and the downdip locates 300 km north of the deformation front in the depth of 40 km. These information will play a key role in estimating the maximum magnitude of possible megathrust event in the region and preparation of earthquake hazard maps of the region.

Keywords: Megathrust, Subduction, Makran, Thermal Structure, Basalt-Eclogite phase transition, Numerical Modelling.

۱ مقدمه

سیستم فرورانشی مکران واقع در جنوب‌شرق ایران و جنوب‌غرب پاکستان، حاصل همگرایی ورق عربی به زیر اوراسیا در راستای تقریبی شمالی-جنوبی است (فرهودی و کاریگ، ۱۹۷۷). این همگرایی از زمان کرتاسه پسین آغاز شده و در حال حاضر نیز برقرار است (بربریان، ۱۹۸۲). فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سنگین‌تر به زیر لیتوسفر قاره‌ای باعث ایجاد رخدادهای لرزه‌ای در مرز بین ورق فرورانشی با ورق بالارانده می‌شود. این مرزهای تراستی به سبب ابعاد گسترده‌ای که دارند "مگاتراست" نامیده می‌شوند. گسله‌های مگاتراستی میزبان بزرگ‌ترین رخدادهای لرزه‌ای به وقوع

پیوسته در زمین، نظیر رخداد لرزه‌ای ۱۹۶۰ شیلی و ۱۹۶۴ آلاسکا به ترتیب با بزرگای ۹/۵ و ۹/۲ هستند. بزرگای رخدادهای مگاتراستی در ارتباط مستقیم با مساحت منطقه تراستی است، از این رو تعیین طول گسله‌ی تراستی در مناطق فرورانشی از اهمیت به سزایی برخوردار است. حد بالای زون تراستی در مناطق فرورانش با در نظر گرفتن محل تلاقی منحنی‌های همدمای ºC ۱۵۰-۱۰۰ با سطح ورق و حد پایینی آن با در نظر گرفتن محل تلاقی منحنی‌های همدمای ºC ۴۵۰-۳۵۰ با سطح ورق فرورانشی تعیین می‌شود. البته در مواردی که منحنی همدمای ºC ۳۵۰ در اعماق بیشتری در مقایسه با موهوی قاره‌ای سطح ورق فرورانشی را قطع کند، حد لرزه‌خیزی و در واقع انتهای زون تراستی توسط تلاقی موهو و سطح ورق فرورانشی کنترل می‌شود (هیندمن و همکاران، ۱۹۹۷؛ اولسکوویچ و همکاران، ۱۹۹۹). علاوه بر این قسمت انتهایی زون تراستی محل وقوع رخدادهای لغزشی آهسته و ترمورهای غیرولکانیکی است که توسط تبدیل فاز سنگ‌های پوسته‌ی اقیانوسی از بازالت به اکلوژیت کنترل می‌شوند (اوبارا، ۲۰۰۲؛ ژولین، ۲۰۰۲).

مطالعه‌ی حرارت در مناطق فرورانشی می‌تواند اطلاعات بسیار مفیدی در ارتباط با پتانسیل لرزه‌زایی و تحلیل خطر ناشی از آن، به ویژه در مناطق حاشیه‌ی قاره‌ای نظیر مکران که میزان لرزه‌زایی فعلی و رخدادهای تاریخی ثبت شده در آن‌ها اندک است و در عین حال میزبان رخداد مگاتراستی با بزرگای ۸/۱ در سال ۱۹۴۵ در نواحی ساحلی پاسنی در پاکستان بوده است در اختیار قرار دهد. پیش از این باتوجه به عدم اطلاع دقیق از هندسه‌ی ورق و عدم مشاهده‌ی رخدادهای لغزشی آهسته و ترمورها، تخمین طول گسله‌ی تراستی و در نتیجه بزرگای رخدادهای مگاتراستی احتمالی در منطقه‌ی مکران امکان‌پذیر نبوده است. تاکنون فقط یک مطالعه در ارتباط با شناخت ساختار حرارتی مکران انجام پذیرفته است (اسمیت و همکاران، ۲۰۱۳) که در ارتباط با قسمت شرقی مکران است. به دلیل فاصله‌ی زیاد مقطع مورد مطالعه‌ی اسمیث و همکاران (۲۰۱۳) با مقطع مورد مطالعه در تحقیق حاضر و نیز به دلیل تغییر شیب فرورانش در شرق و غرب منطقه‌ی مکران (پنی و همکاران، ۲۰۱۷)، نمی‌توان از نتایج اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) برای تحلیل ساختار حرارت و لرزه‌خیزی در غرب مکران استفاده کرد. علاوه بر این هندسه‌ی مورد استفاده در مطالعه‌ی اسمیث و همکاران (۲۰۱۳) تنها با استفاده از داده‌های لرزه‌خیزی محدود و دارای خطای مکان‌یابی بالا در منطقه تعیین شده است، اما در مطالعه‌ی حاضر هندسه‌ی ساختار فرورانشی با استفاده از نتایج مطالعات لرزه‌ای توابع گیرنده (مختارزاده و همکاران، ۲۰۱۸) به صورت مطلوبی تعیین شده است. علاوه بر این اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) با در نظر گرفتن تعدادی از زلزله‌های با مکانیزم نرمال به اشتباه باعث تخمین عمق بیشتری برای حد پائینی زون مگاتراستی شده‌اند. با توجه به موارد اشاره شده، مدل‌سازی ساختار حرارت در مکران غربی امری ضروری است.

۲ روش تحقیق

اغلب فرآیندهای زمین‌شناختی در حال وقوع در مناطق فرورانشی به صورت قابل‌ملاحظه‌ای به ساختار حرارت بستگی دارند. میدان حرارتی کنترل‌کننده‌ی فرآیندهای مختلفی نظیر میزان آبدهی سنگ‌های در حال فرورانش، میزان ذوب‌بخشی کانی‌ها، محل تشکیل کمان‌های آتشفشانی و کنترل‌کننده‌ی توان لرزه‌زایی منطقه فرورانشی است. در مناطق فرورانشی ورق‌ها به طور پیوسته در حال مبادله‌ی گرما از طریق مکانیسم‌های رسانش و همرفت گرمایی با یکدیگر و نیز گوشته‌ی اطراف خود هستند. ساختار حرارتی در این مناطق تحت تاثیر کمیت‌هایی نظیر سن، شیب و سرعت همگرایی ورق فرورانشی، ساختار ورق بالایی و همچنین الگوی جریان در گوه‌ی گوشته در زیر منطقه‌ی کمان آتشفشانی است. میدان حرارت برای یک منطقه با حل معادله‌ی انرژی، رابطه (۱)، به دست می‌آید (ون ککن، ۲۰۰۲)،

$$??\, c_p v.\nabla T = \nabla.(k\nabla T) + Q_r + Q_{sh} \qquad (۱)$$

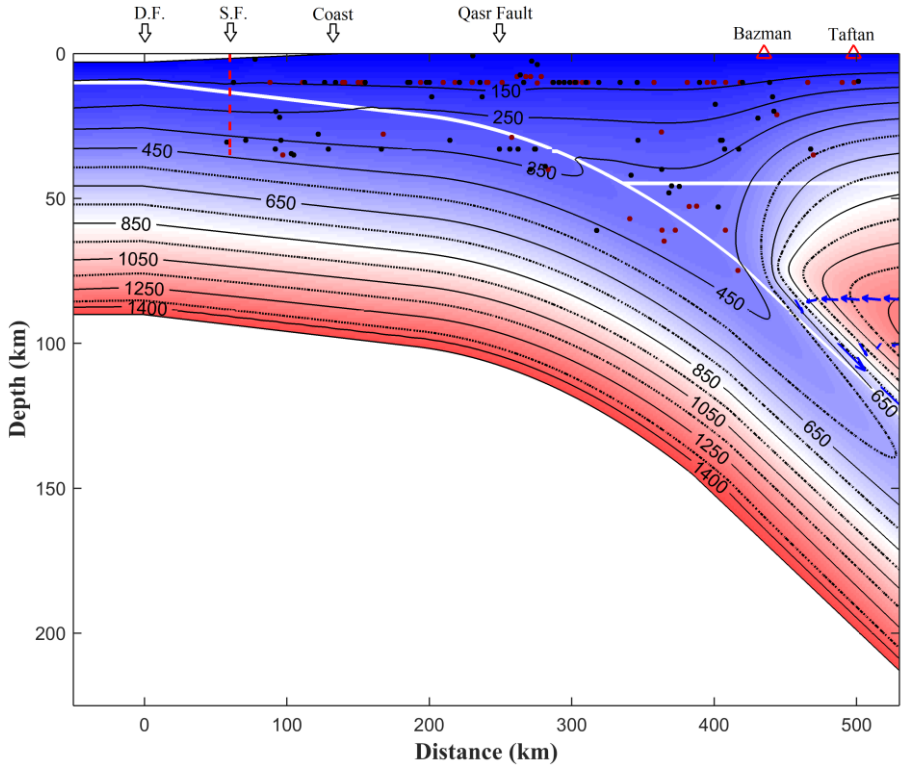
در رابطه‌ی (۱)، k بیانگر رسانندگی گرمایی، ?? چگالی، $\boldsymbol{v}$ سرعت همگرایی، c_p ظرفیت گرمایی ویژه است. Q_r و Q_{sh} نیز به ترتیب بیانگر تولید حرارت رادیوژنیک و برشی هستند. تولید حرارت برشی به صورت رابطه (۲) تعریف می‌شود (تورکات و شوبرت، ۲۰۱۴)،

$$Q_{sh} = \frac{\tau v}{w} = \mu' \sigma_n v / w \qquad (۲)$$

در رابطه‌ی (۲)، τ استرس برشی، w عرض ناحیه برشی، μ' ضریب اصطکاک موثر است. σ_n استرس نرمال در قسمت

بالای ورق بوده و با استفاده از وزن مواد روباره به دست می‌آید.

برای تخمین ساختار حرارتی منطقه‌ی فرورانش مکران، یک برنامه کامپیوتری در محیط نرم‌افزار MATLAB نگاشته شد که با استفاده از روش حجم محدود معادله‌ی انرژی را در دو بعد با فرض برقراری شرایط مانا حل کرده و ساختار حرارت در منطقه‌ی مکران را به صورت عددی برآورد می‌کند. بدین منظور مقطعی در راستای شمالی-جنوبی و منطبق بر طول جغرافیایی ۶۰/۵ درجه شرقی در منطقه تعریف شد که از ۱۱۰ کیلومتری جنوب پیشانی دگرشکلی در وسط دریای عمان شروع می‌شود و پس از گذر از ساحل و منشور برافزایشی به سمت شمال ادامه یافته و از وسط کمان ماگمایی مکران متشکل از بزمان و تفتان عبور می‌کند. در طی فرآیند مدل‌سازی دما در سطح مدل و کف لیتوسفر ثابت و به ترتیب برابر ۰ ^{o}C و ۱۴۵۰ ^{o}Cدر نظر گرفته شده است. مرز قرار گرفته در سمت دریا با ژئوترم اقیانوسی مناسب و با در نظر گرفتن ضخامت ۷ کیلومتری رسوبات موجود در پهنه عمان مقید شده است. مرز قرار گرفته در سمت قاره نیز با ژئوترم قاره‌ای متناسب با شار حرارت سطحی میانگین در قسمت پشت کمان در مناطق فرورانشی، ۸۰(mW/m^3)، مقید شده است. ضریب اصطکاک موثر نیز در مرز بین ورق فرورانشی و بالارانده برابر با مقدار میانگین جهانی، ۰.۰۳، در نظر گرفته شده است. نتیجه‌ی حاصل از مدل‌سازی عددی در شکل (۱) نمایش داده شده است.



شکل ۱. ساختار حرارتی منطقه‌ی مکران، نقاط مشکی و قهوه‌ای نشان دهنده‌ی لرزه‌خیزی در راستای پروفیل مطالعاتی هستند که به ترتیب از سایت مرکز زلزله‌شناسی بین‌المللی (http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/) و موسسات تحقیقاتی متحد برای زلزله شناسی (https://ds.iris.edu/ieb/) استخراج شده‌اند.

با توجه به شکل (۱)، منحنی همدمای ۱۵۰ ^{o}C که کنترل کننده‌ی شروع فرآیند آبدهی رسوبات و تغییر رفتار آن‌ها از بی‌لرزه به لرزه‌ای است (اولسکوویچ و همکاران، ۱۹۹۹) منطبق بر محل پیشانی دگرشکلی در آغاز فرورانش است. منتها با دقت در نحوه توزیع لرزه‌خیزی می‌توان دریافت که رخدادهای لرزه‌ای با فاصله‌ی ۶۰ کیلومتری در شمال پیشانی دگرشکلی شروع می‌شود. علت این امر وجود رسوبات نامتراکم در این منطقه است که امکان بروز رفتار لرزه‌ای در محل را از بین می‌برد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲) و در جهت عکس تاثیر پارامتر حرارت عمل می‌کند. علت بالا بودن میزان دمای پیشانی دگرشکلی نیز ضخامت بسیار زیاد رسوبات ورودی به سیستم فرورانش است. با در نظر گرفتن تمام پارامترهای مذکور می‌توان بیان داشت که حد بالایی زون تراستی در سیستم فرورانش مکران در فاصله ۶۰ کیلومتری از پیشانی دگرشکلی و در عمق ۱۵ کیلومتری در سطح ورق فرورانشی قرار دارد. همچنین با توجه به شکل (۱)، با در

نظر گرفتن محل تلاقی منحنی همدمای $350\ ^{o}C$ می‌توان گفت که حد پایینی زون تراستی در فاصله‌ی ۳۰۰ کیلومتری و در عمق ۴۰ کیلومتر در سطح ورق فرورانشی قرار دارد. بررسی رخدادهای واقع در نواحی اطراف سطح ورق فرورانشی در اعماق بیش‌تر، بازه تقریبی ۸۰-۷۰ کیلومتری، بیانگر مکانیسم نرمال (پنی و همکاران، ۲۰۱۷) برای آن‌ها است که هرگونه ارتباط آن‌ها با گسله‌ی تراستی را باطل می‌کند.

۳ نتیجه‌گیری

با توجه به محل‌های تعیین شده برای حد بالایی و پایینی زون تراستی در غرب مکران (ایران) که در بازه‌ی افقی ۳۰۰-۶۰ کیلومتری از پیشانی دگرشکلی و در بازه‌ی عمقی ۴۰-۱۵ کیلومتر قرار دارد می‌توان گفت که زون تراستی در مکران دارای طول ۲۴۰ کیلومتر در راستای فرورانش (شمال-جنوب) است. با یکپارچه در نظر گرفتن کل طول ۸۰۰ کیلومتری سیستم فرورانش مکران در راستای شرقی-غربی، مساحت زون تراستی برابر ۱۹۲×۱۰^{۳} کیلومتر مربع و بزرگای رخداد احتمالی ناشی از آن (با فرض مدول برشی برابر ۳۰ گیگاپاسکال و اندازه لغزش ۱۰ متری) برابر ۹/۱ خواهد بود. اما با توجه به تفاوت الگوی لرزه‌خیزی در شرق و غرب زون زمین درز سیستان و با توجه به متفاوت بودن شیب فرورانش در دو قسمت مذکور، این‌گونه استنباط می‌شود که این دو ناحیه دارای رفتار مستقلی از یکدیگر هستند. در اینصورت اگر نصف طول سیستم مکران در راستای شرقی-غربی را برای مکران غربی در نظر بگیریم، مساحت زون تراستی در این قسمت برابر ۹۶×۱۰^{۳} کیلومتر مربع و اندازه لغزش ۵ متر، بزرگای رخداد احتمالی ناشی از آن برابر ۸/۷ خواهد بود.

منابع

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., & Berberian, M. (1982). Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran. Journal of the Geological Society, 139(5), 605–614.

Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. A. N. M. (1992). Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran motion in the form of earthquakes may occur in a variety (e . g ., southern Chile), while still others have experienced no of ways at subduction zones . Some margins produ. Journal of Geophysical, 97(91), 449–478

Farhoudi, G., & Karig, D. E. (1977). Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. Geology, 5(11), 664–668.

Hyndman, Roy D., Yamano, M., & Oleskevich, D. A. (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. Island Arc, 6(3), 244–260.

Hyndman, Roy D., Yamano, M., & Oleskevich, D. A., 1997, The seismogenic zone of subduction thrust faults. Island Arc, 6(3), 244–260.

Julian, B., (2002). Seismological detection of slab metamorphism, Science, 296, 1625-1626.

Mokhtarzadeh, R., Sobouti, F., Priestley, K., Ghods, A. and Motaghi, K., (2018). Structure of the western Makran subduction zone from seismological studies, 2nd TRIGGER International Conference, Tehran, Iran.

Obara, K., (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679 –1681.

Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., & Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B7), 14965–14991.

Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H. R., Sedighi, M., Khorrami, F., Sobouti, F., Rafi, Z., Copley, A., Jackson, J., & Priestley, K. (2017). in the Makran subduction zone. Geophysical Journal International, 1483(December), 1800–1830.

Smith, G. L., McNeill, L. C., Wang, K., He, J., & Henstock, T. J. (2013). Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. Geophysical Research Letters, 40(8), 1528–1533.

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2014). Geodynamics (3rd editio). Cambridge University Press.