

نقش سندنج سیرجان جنوب شرقی در تحولات تکتونیکی کمربند کوهزایی زاگرس

رامین ارفع نیا

گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

۱- مقدمه

منطقه سندنج سیرجان یک سرزمین دگرگونی- رسویی میان کمربند آذرین ارومیه- دختر و کمربند رانده چین خوردۀ زاگرس می باشد. بر اساس مطالعات افتخارنژاد (1981)، در منطقه گلپایگان (G در شکل 1)، منطقه سندنج سیرجان به صورت طولی به دو قسمت تفکیک می گردد:

سندنج سیرجان شمال غربی، که بیشترین تغییر شکل را در اواخر کرتاسه متحمل شده و شامل توده های نفوذی فراوانی می باشد.

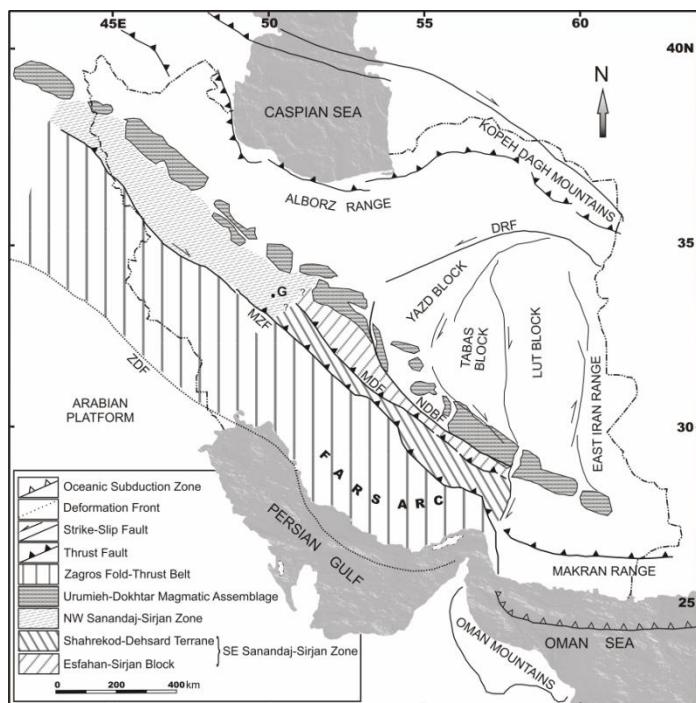
سندنج سیرجان جنوب شرقی که شامل سنگ های دگرگون شده قبل از ژوراسیک و رسویات به شدت تغییر شکل یافته پس از تریاس می باشد.

مطالعات زمین شناسی نشان می دهد که منطقه سندنج سیرجان جنوب شرقی، به صورت عرضی از دو قسمت مجزا تشکیل یافته است (شکل 1):

منطقه شمال شرقی (بلوک اصفهان سیرجان) شامل رسویات پالئوزوئیک مزوузوئیک و سنوزوئیک که از نظر چینه شناسی مشابه با ایران مرکزی می باشد (شکل 2).

منطقه جنوب غربی (سرزمین شهرکرد- دهسرد) که به شدت خرد شده و شامل سنگ های دگرگون شده درجه پایین تا بالای قبل از ژوراسیک به همراه سنگ های آتشفسانی بازیک و حد واسط می باشد (شکل 3). این سرزمین دارای پی سنگ پر کامبرین است که در نتیجه کوهزایی کیمیرین دوباره فعال شده است (ریکو، 1974).

مرز میان دو منطقه بالا، گسل مهم آباده است که طراز (1974) برای اولین بار از آن با نام گسل عمیق اصلی (Main Deep Fault) یاد کرد. این گسل بنا به نظر بربریان و کینگ (1981) یک مرز رسویی زمین ساختی مهم است که در بیشتر منطقه سندنج سیرجان جنوب شرقی قابل تعقیب است، گرچه در برخی نقاط، به خصوص در شرق نیریز توسط نهشته های کواترنر پوشیده شده است. مهمترین مشخصه گسل آباده وجود سنگ های دگرگونی قبل از ژوراسیک در فرادیواره و نهشته های دریایی پالئوزوئیک بالایی و مزوузوئیک در فرادیواره آن است. بر اساس تحقیقات داویدیان (2006 و 2007) متابازیت های موجود در حاشیه جنوب غربی این گسل نشان دهنده باقیمانده پوسته اقیانوسی است که پس از فروزانش، دو باره در سطح رخنمون پیدا کرده است.



شکل 1- موقعیت منطقه سنتدج-سیرجان در کوهزاد زاگرس و تقسیم بندی آن
(ارفع نیا و شهریاری، 2009)

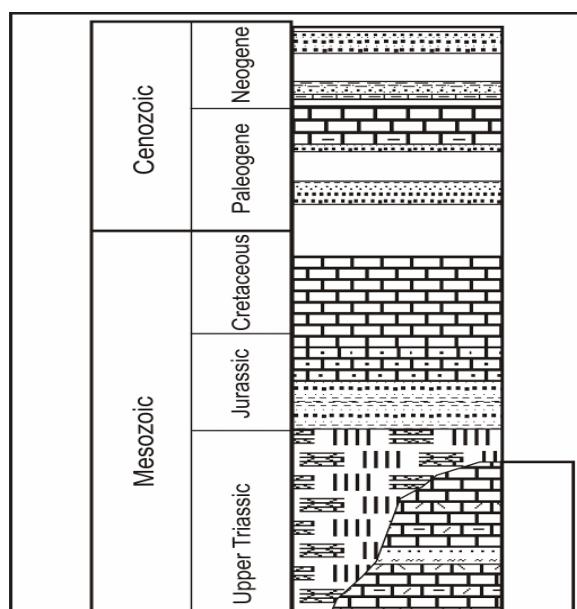
2- کمپلکس های افیولیتی

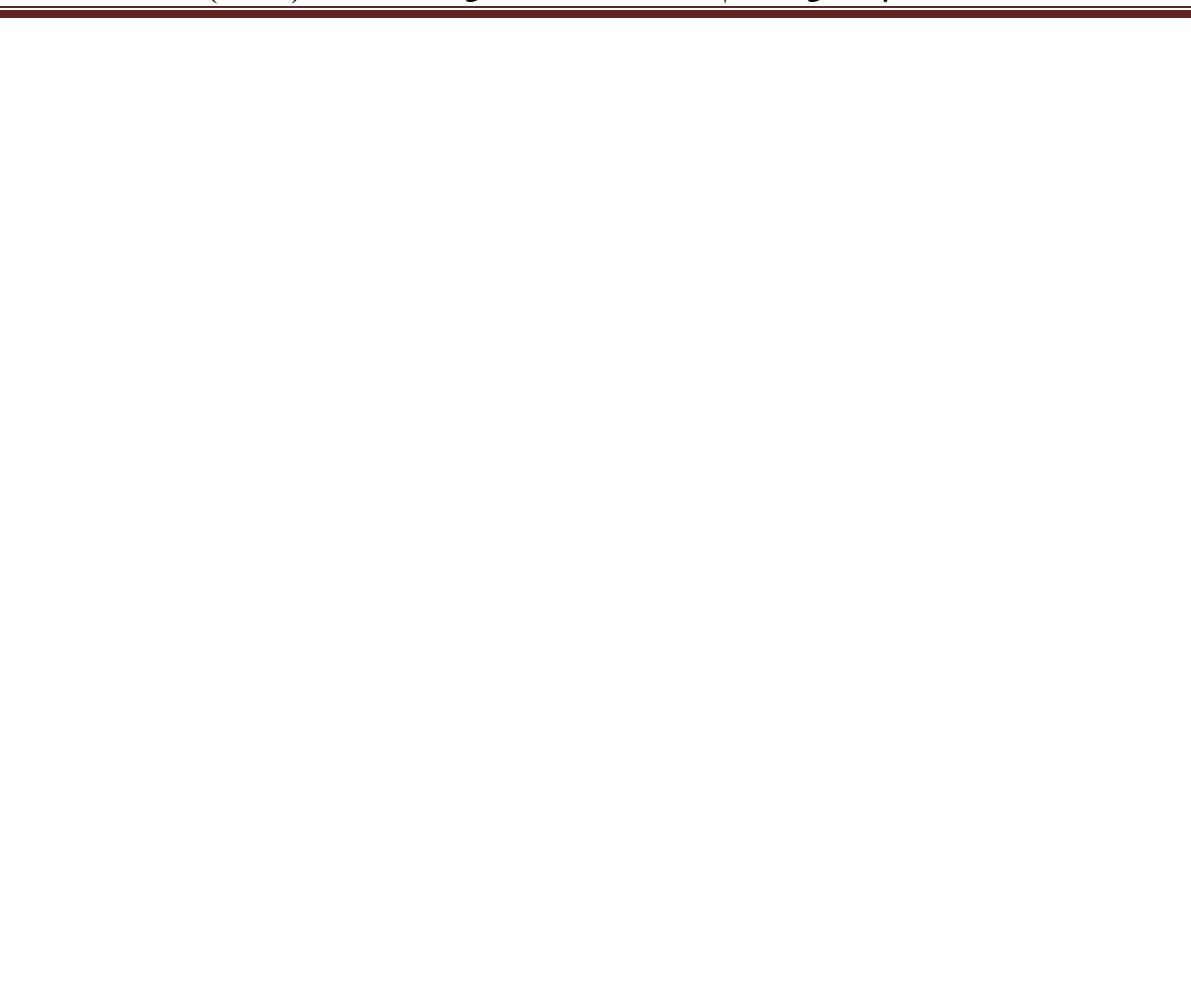
2-1- مفهوم افیولیت های ایجاد شده در مناطق فرورانش

افیولیت ها برای بازسازی مرز صفحات در گذشته اهمیت ویژه ای دارند. لیتوسفر اقیانوسی تنها می تواند در دو موقعیت دارای رژیم تکتونیکی کششی، یعنی پشته های میان اقیانوسی (Mid-ocean ridge) و بالای مناطق فرورانش (Supra-subduction zone) ایجاد گردد. مطالعات جدید نشان می دهد که اغلب افیولیت های شناسایی شده در مناطق سوپرا-سابداکشن تشکیل شده اند (شکل 4). نکته بسیار مهم در فرارانش لیتوسفر اقیانوسی ایجاد شده در مناطق سوپرا-سابداکشن این است که جای گیری افیولیت های جلوی کمانی بر روی پوسته قاره ای به راحتی و با تکامل منطقه فرورانش روی می دهد (شکل 5A) در صورتی که جای گیری افیولیت های پشت کمانی الزاماً مرتبط با برخورد قاره ای می باشد (شکل 5B).

ERA	PERIOD	EPOCH	SUBEPOCH	STAGE	STRATIGRAPHIC COLUMN	TECTONIC SETTING	Major Tectonic Event
TERTIARY	PALEOGENE	NEOGENE	PLIOCENE	L. E.	PLIOCENE CONGLOMERATE	COLLISION	Volcanics
			MIOCENE	L. M. E.	UPPER RED	SUBDUCTION RELATED CONTINENTAL BASIN	
			OLIGOCENE	L.	QUM		
			EOCENE	M. E.	LOWER RED	VOLCANIC ARC	
			PALEOGENE		PALEogene VOLCANICS	SUBDUCTION	
					KERMAN CONGLOMERATE		

شکل 2- ستون چینه شناسی و محیط تکتونیکی نهشته های بلوک اصفهان-سیرجان
(ارفع نیا و شهریاری، 2009)

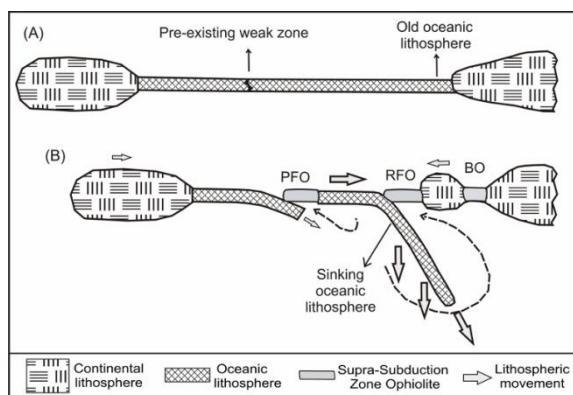




شکل 3- ستون چینه شناسی و محیط تکتونیکی نهشته های سرزمین شهر کرد-دهسرد (ارفع نیا و شهریاری، 2009)

2-2- کمپلکس افیولیتی کوهزاد زاگرس

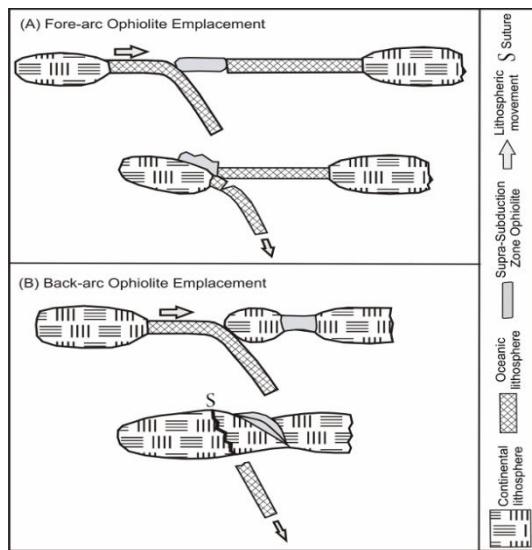
بر اساس بررسی های انجام شده توسط بابایی (2001 و 2003 و 2006) کمپلکس افیولیتی نیریز به وضوح یک افیولیت جلوی کمانی مناطق سوپرا - سابداکشن را به نمایش می گذارد. همچنین کمپلکس افیولیتی نایین- شهر بابک - بافت بر اساس مطالعات شفیعی مقدم و همکاران (2007) و شهاب پور (2005) از نوع پشت کمانی می باشد. وجود این دو کمپلکس افیولیتی و مدل تکتونیکی تشکیل و جای گیری آنها، اهمیت فراوانی در فهم تکامل تکتونیکی کوهزاد زاگرس دارد.



شکل 4- چگونگی تشکیل افیولیت های مناطق سوپرا-سابداکشن (ارفع نیا و شهریاری، 2009). در این

شکل:

ophiolites; PFO, pull-related forearc ophiolites; RFO, BO, back-arc
rollback-related forearc ophiolites



شکل 5- چگونگی جای گیری کمپلکس های افیولیت ها بر روی پوسته قاره ای (ارفع نیا و شهریاری، 2009).

A - جای گیری افیولیت های جلوی کمانی. B - جای گیری افیولیت های پشت کمانی

3- عمق موهو

برای فهم بهتر دینامیک کمربند کوهزایی زاگرس، بازسازی ساختار لیتوسفر، به ویژه تغییرات عمق موهو بسیار مهم می باشد. بر این اساس پائول و همکاران (2006) با ایجاد یک شبکه لرزه شناسی موقت به طول 620 کیلومتر میان بوشهر در ساحل خلیج فارس و پشت بادام در شمال یزد، ضخامت پوسته را با استفاده از روش RF (Receiver Function) مورد بررسی قرار دادند. بر اساس نتایج بدست آمده از این بررسی عمق ناپیوستگی موهو از ساحل خلیج فارس تا ناحیه کازرون با شبکه آرام از 43 ± 2 کیلومتر به 47 ± 2 افزایش می

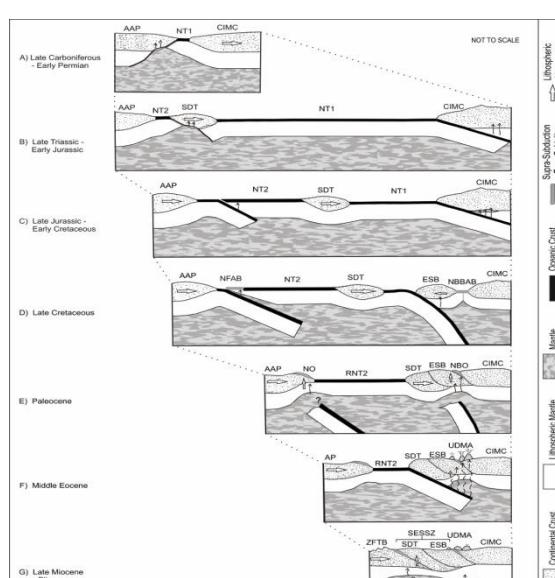
یابد. در 30 کیلومتری جنوب غرب گسل اصلی زاگرس عمق ناپیوستگی مoho کاهش یافته و باز به 43 ± 2 کیلومتر می رسد. از این پس به سمت شمال شرق عمق مoho به شدت افزایش می یابد و شمال شرق منطقه سنندج سیرجان (50 تا 90 کیلومتری شمال شرق گسل اصلی زاگرس) به حداکثر عمق خود یعنی 69 ± 2 کیلومتر می رسد و سپس عمق ناپیوستگی مoho به تدریج کاهش می یابد تا در زیر منطقه ارومیه-دختر به 45±2 کیلومتری باز گردد. بنابراین ضخیم ترین قسمت پوسته کوهزاد زاگرس، نه در زیر تراست اصلی زاگرس بلکه در شمال شرقی این گسل و در منطقه سنندج-سیرجان قرار دارد.

4- بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتیس

یکی از مهمترین تردیدها در تبیین نهایی فرایند تکامل تکتونیکی کوهزاد زاگرس در قسمت جنوب شرقی، زمان بسته شدن اقیانوس نئوتیس و برخورد قاره ای صفحه عربی است. مطالعات جدیدی در این زمینه صورت گرفته است که از آن جمله می توان به شهاب پور (2007)، رویتر و همکاران (2007)، مادرا و همکاران (2007) و فخاری و همکاران (2008) اشاره کرد. بر اساس این بررسی ها، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس تا اواسط میوسن ادامه داشته است و برخورد نهایی میان صفحه عربی و خردۀ قاره ایران مرکزی در اوخر میوسن رخ داده است.

5- ارائه مدل نهایی

با توجه به مطالعات فوق، مدل تکتونیکی شامل دو حوضه اقیانوسی نئوتیس 1 و نئوتیس 2 ارائه گردید. در این مدل تکامل کوهزاد زاگرس طی چندین مرحله فرورانش، شکسته شدن لیتوسفر اقیانوسی و برخورد قاره ای از تریاس بالایی تا پلیوسن روی می دهد (شکل 6).



شکل 7- تکامل تکتونیکی کمربند کوهزایی زاگرس (ارفع نیا و شهریاری، 2009). در این شکل:

AAP, Afro–Arabian Plate; AP, Arabian Plate; CIMC, Central Iran Microcontinent; ESB, Esfahan–Sirjan Block; NBBAB, Naien–Shahrebabak–Baft Back-Arc Basin; NBO, Naien–Shahrebabak–Baft ophiolites; NFAB, Neyriz Forearc Basin; NT1, Neo-Tethys 1; NT2, Neo-Tethys 2; NO, Neyriz ophiolites; SDT, Sharekord–Dehsard Terrane; SESSZ, southeastern Sanandaj–Sirjan Zone; UDMA, Urumieh–Dokhtar Magmatic Assemblage; ZFTB, Zagros Fold-Thrust Belt.

6- منابع

- ARFANIA, R., SHAHRIARI, S., 2009. Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. *Journal of Island Arc*, **18**, 555–576.
- BABAIE H. A., GHAZI A. M., BABAIE A., LA TOUR T. E. & HASSANIPAK A. A. 2001. Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush zone Neyriz Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* **19**, 61–76.
- BABAIE H. A., GHAZI A. M., BABAIE A., DUNCAN R., MAHONY J. & HASSANIPAK A. 2003. New Ar-Ar age, isotopic, and geochemical data for basalts in the Neyriz ophiolite, Iran. *Geophysical Research Abstracts* **5**, 12 899.
- BABAIE H. A., GHAZI A. M., BABAIE A. & ARVIN M. 2006. Geochemical, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* **43**, 57–70.
- BERBERIANM. & KING G. C. P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* **18**, 210–65.
- DAVOUDIAN A. R., KHALILI M., NOORBEHESHT I., DACHS E., GENSER J. & SHABANIAN N. 2006. Geochemistry of metabasites in the north of the Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* **182**, 291–8.
- DAVOUDIAN A. R., GENSER J., DACHSE. & SHABANIAN N. 2007. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology* **92**, 393–413 doi: 10.1007/s00710-

007-0204-6.

- EFTEKHARNEJAD J. 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* **82**, 19–28 (in Farsi).
- FAKHARI M. D., AXEN G. J., HORTON B. K., HASSANZADEH J. & AMINI A. 2008. Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics* **451**, 170–85 doi: 10.1016/j.tecto. 2007.11.064.
- MOUTHEREAU F., TENSI J., BELLAHSEN N., LACOMBE O., DE BOISGROLLIER T. & KARGAR S. 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thickskinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics* **26**, TC5006 doi:10.1029/ 2007TC002098.
- PAUL A., KAVIANI A., HATZFELD D., VERGNE J. & MOKHTARI M. 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International* **166**, 227–37.
- REUTER M., PILLERW. E., HARZHAUSER M. et al. 2007. The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): Evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Science* **98**, 627–50 doi: 10.1007/s00531-007-0269-9.
- RICOU L. E. 1974. *L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution des Zagrides.* Thesis, Université Paris-Sud, Orsay.
- SHAFAI-II-MOGHADAM H., RAHGOSHAY M. & WHITECHURCH H. 2007. The Naien-Baft ophiolites: An evidence of back-arc basin spreading in the active margin of the Iranian continent. *Geophysical Research Abstracts* **9**, 791.
- SHAHABPOUR J. 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* **24**, 405–17.
- SHAHABPOUR J. 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* **30**, 652–65.
- TARAZ H. 1974. *Geology of the Surmagh-Deh Bid Area, Abadeh Region, Central Iran.* Report (37). Geological Survey of Iran, Tehran.