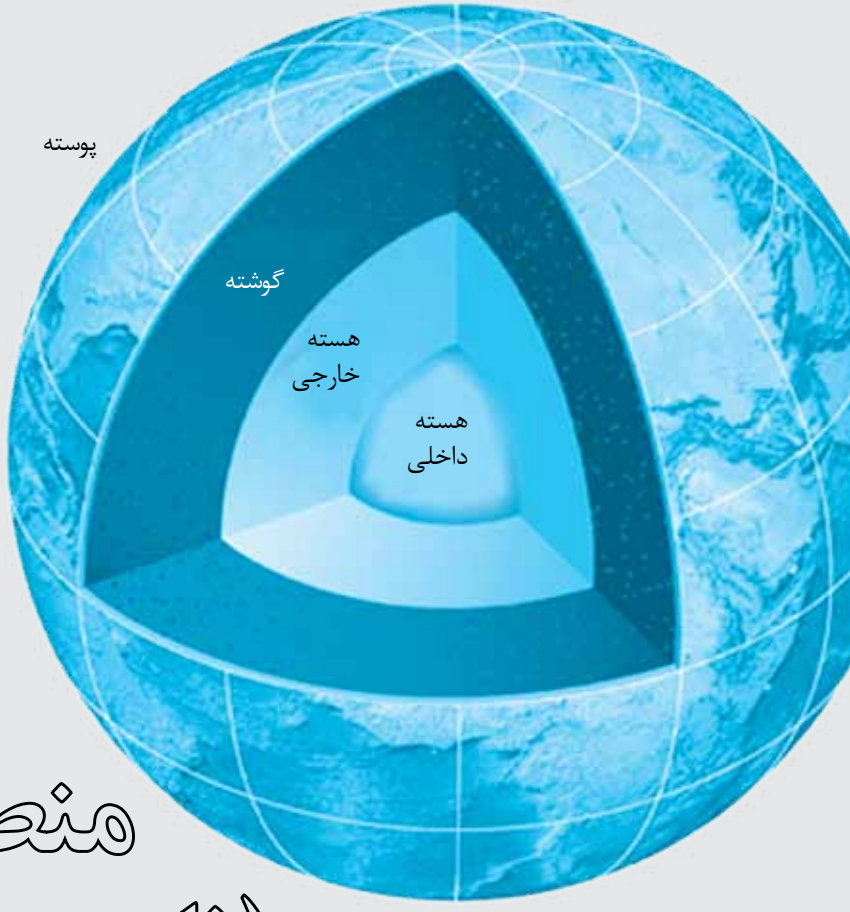


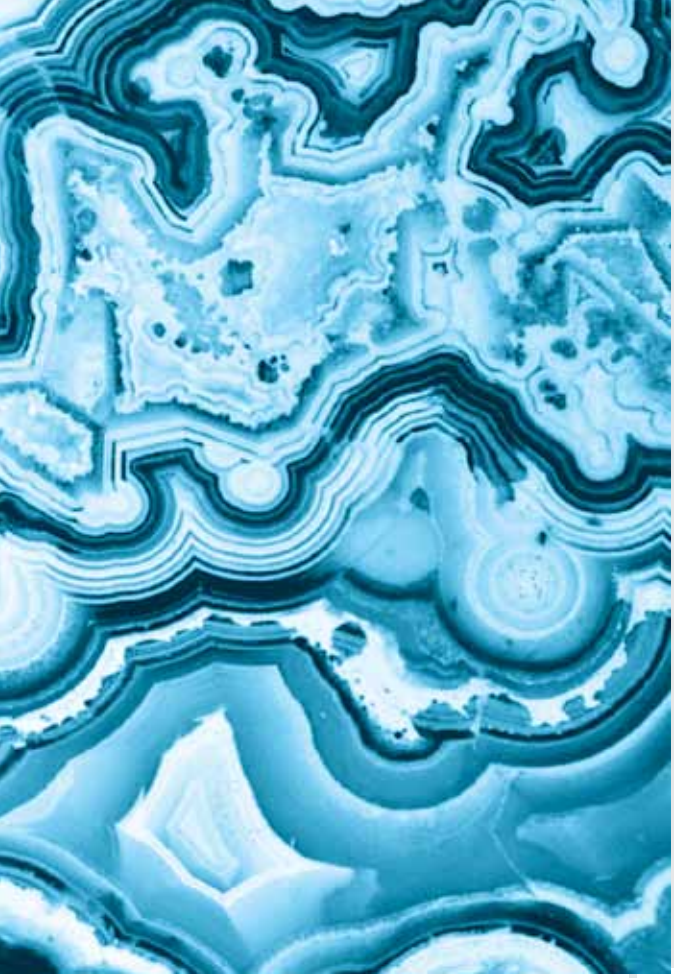
منطقهٔ گذر گوشته (ناپیوستگی تحولی)

بابک مستوفی‌زاده
کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دبیر منطقهٔ ۲ تهران

اشاره
در فصل ۲ کتاب علوم زمین سال چهارم در بررسی ساختار زمین در ناحیهٔ گوشته اشاره‌ای کوتاه به دو ناپیوستگی لرزه‌ای در گوشته شده است، که در این نوشتار به‌طور مشروح به آن پرداخته می‌شود.

چکیده
رسیدن به نقطه‌ای از فشار و دما در اعماق گوشته، شرایطی را برای کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ گوشته به‌وجود می‌آورد که در جریان آن، کانی‌ها برای رسیدن به یک تعادل ترمودینامیکی متحمل تغییراتی در حجم و چگالی، ابتدا در عمق تقریبی ۴۰۰ و سپس ۶۶۰ کیلومتری می‌شوند که نتیجهٔ آن افزایش ناگهانی در سرعت امواج لرزه‌ای در این دو موقعیت است. در همین راستا مشاهدهٔ کانون زمین‌لرزه‌های عمیق در دو موقعیت عمقی فوق حاکی از این امر است که در درجهٔ اول فرایندهایی در جهت افزایش تراکم در این اعماق رخ داده‌اند و در درجهٔ دوم نفوذ و یک‌پارچگی صفحات فرورانده‌شده تا این عمق از گوشته را می‌توان انتظار داشت.

مطالعات تجربی در سیستم‌های فشار بالا نشان می‌دهند که این‌گونه تحولات به تغییرات فازی مربوط می‌شوند که در آن ساختار اتمی الیوین به ساختارهای متراکم‌تری تبدیل می‌شود. ظهور این ناپیوستگی‌ها باعث شده است که گوشته به دو بخش با جریان‌های همرفتی مشخص در نظر گرفته شود. منطقهٔ تحولی گوشته توقفگاه موقت برخی از صفحات پایین‌رونده است قبل از آنکه بتوانند وارد بخش زیرین گوشته شوند. صفحات پایین‌رونده و تنوره‌های داغ بالاآمده از مرز هسته - گوشته در برخورد با مرزهای ناحیهٔ تحولی متحمل تغییرات فاز می‌شوند و این امر باعث جابه‌جایی

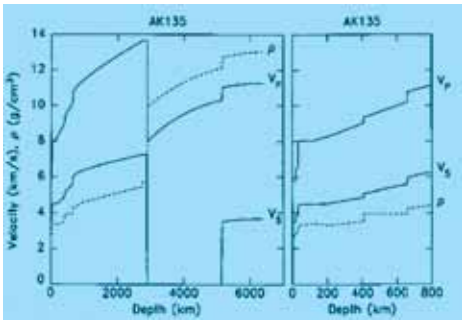


در عمق تغییر فاز خواهد شد. صفحات فرورانده شده و تنوره‌های گوشته در تلاش برای عبور از مرز زیرین ناحیهٔ تحولی با نیروهایی بازدارنده مواجه می‌شوند.

کلیدواژه‌ها: منطقهٔ گذر، ناحیهٔ تحولی، تغییر فاز، الیوین، اسپینل، ماژوریت، پروسکیت، اگزوترمیک، آندوترمیک، صفحات فرورانشی، تنوره‌ها

تغییر در سرعت امواج لرزه‌ای

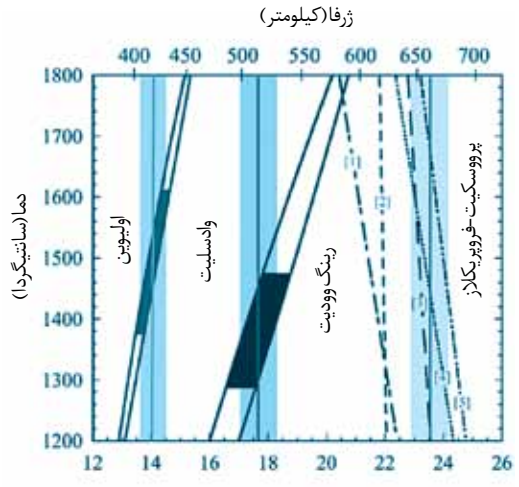
سرعت امواج لرزه‌ای در جریان عبور خود از درون گوشته با دو افزایش ناگهانی، ابتدا در عمق ۴۰۰ کیلومتری و سپس در عمق تقریبی ۶۶۰ کیلومتری مواجه می‌شوند (شکل ۱). منطقهٔ محصورشده بین این دو عمق در اثر آن، را منطقهٔ گذر[1] یا تحولی گوشته می‌نامند. این تغییر نتیجهٔ افزایش چگالی حاصل از فشار بالا در این اعماق است که در اثر آن، کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ این نواحی در اثر تغییر فاز جامد - جامد به ساختار پایدارتری تبدیل می‌شوند.



شکل ۱: تغییرات چگالی و سرعت امواج P و S با عمق؛ به افزایش این کمیت‌ها در دو موقعیت ۴۰۰ و ۶۶۰ کیلومتری توجه شود.

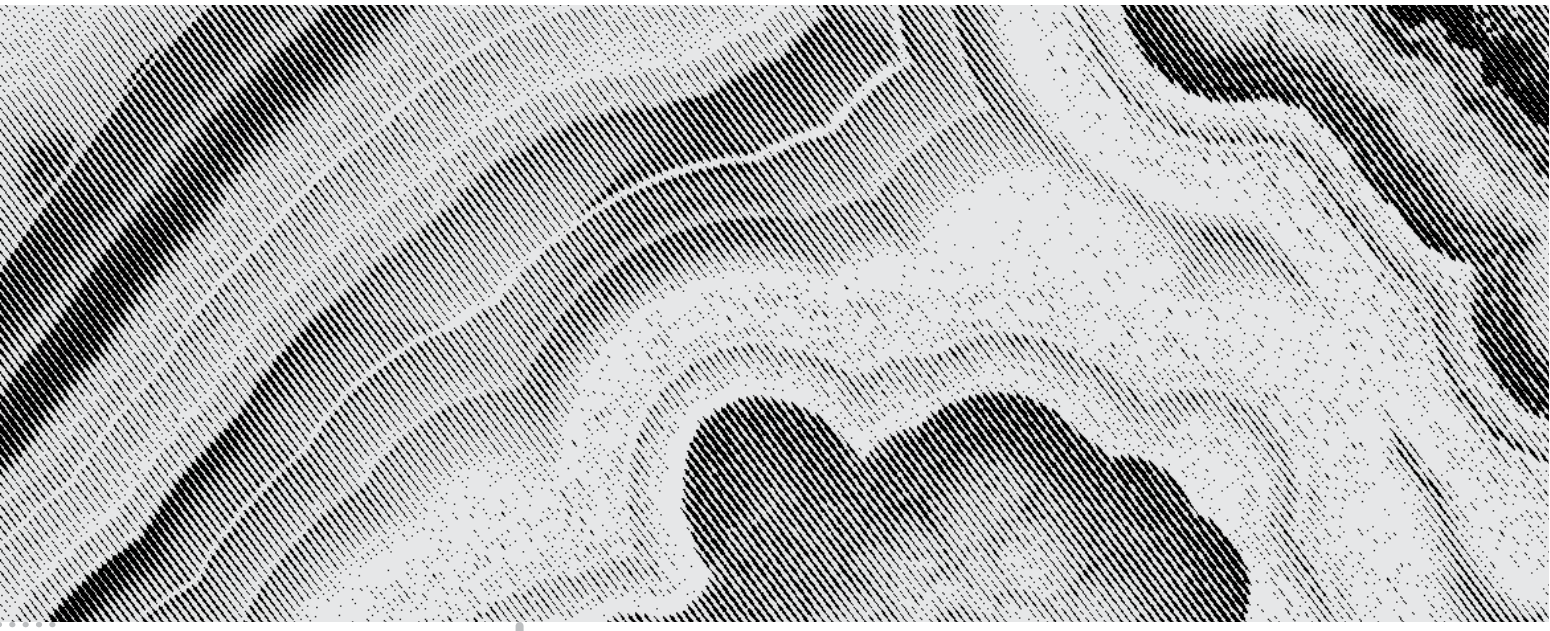
تغییرات در ساختار کانی‌های گوشته

از آنجا که گوشته متشکل از لرزولیت با ترکیب الیوین، گارنت و پیروکسن است، با افزایش فشار در این منطقه تغییراتی در این کانی‌ها رخ می‌دهد. مطالعات تجربی انجام‌شده در شرایط فشار ۱۴ گیگاپاسکال و دمای ۱۲۰۰ ℃ روی سیستم‌های مشابه گوشته، حاکی از این موضوع است که کانی الیوین معمولی (آلفا فورستریت) با چگالی ۳/۲ g/cm۳ به فورستریتی با ساختار متراکم‌تر (بتافورستریت یا وازلیت[2]) و شبیه به اسپینل تبدیل می‌شود که حدود ۸ درصد چگال‌تر از الیوین آلفا (الیوین در فشار یک اتمسفر) است. این تحول که در عمق تقریبی ۴۰۰ کیلومتری روی می‌دهد همراه با آزاد شدن گرماست به‌طوری که شیب نمودار فشار- دما مثبت است و به‌همین دلیل این مرز با ویژگی اگزوترمیک مشخص می‌شود، شکل (۲).



شکل ۲: نمودار فشار- دما. در این نمودار، مرزهای تغییر فاز الیوین به ساختارهای اسپینل (وازلیت و رینگوودیت) و در نهایت به پروسکیت و وسنیت (پریکلاژ) نشان داده شده است. نوارهای عمومی تیره‌رنگ، محدودهٔ تغییر فازهای مربوط را نشان می‌دهند. خطوط شیب‌دار پیوسته و ناپیوسته، مرزهای تغییر فاز را نشان می‌دهند. به‌جهت شیب این خطوط توجه شود.

در ادامه، با افزایش فشار (۱۸ گیگاپاسکال و عمق تقریبی ۵۰۰km) تغییر فازی به‌شکل تبدیل الیوین



رسیدن به نقطه‌ای از فشار و دما در اعماق گوشته، شرایطی را برای کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ گوشته به‌وجود می‌آورد که در جریان آن، کانی‌ها برای رسیدن به یک تعادل ترمودینامیکی متحمل تغییراتی در حجم و چگالی، ابتدا در عمق تقریبی ۴۰۰ و سپس ۶۶۰ کیلومتری می‌شوند که نتیجهٔ آن افزایش ناگهانی در سرعت امواج لرزه‌ای در این دو موقعیت است

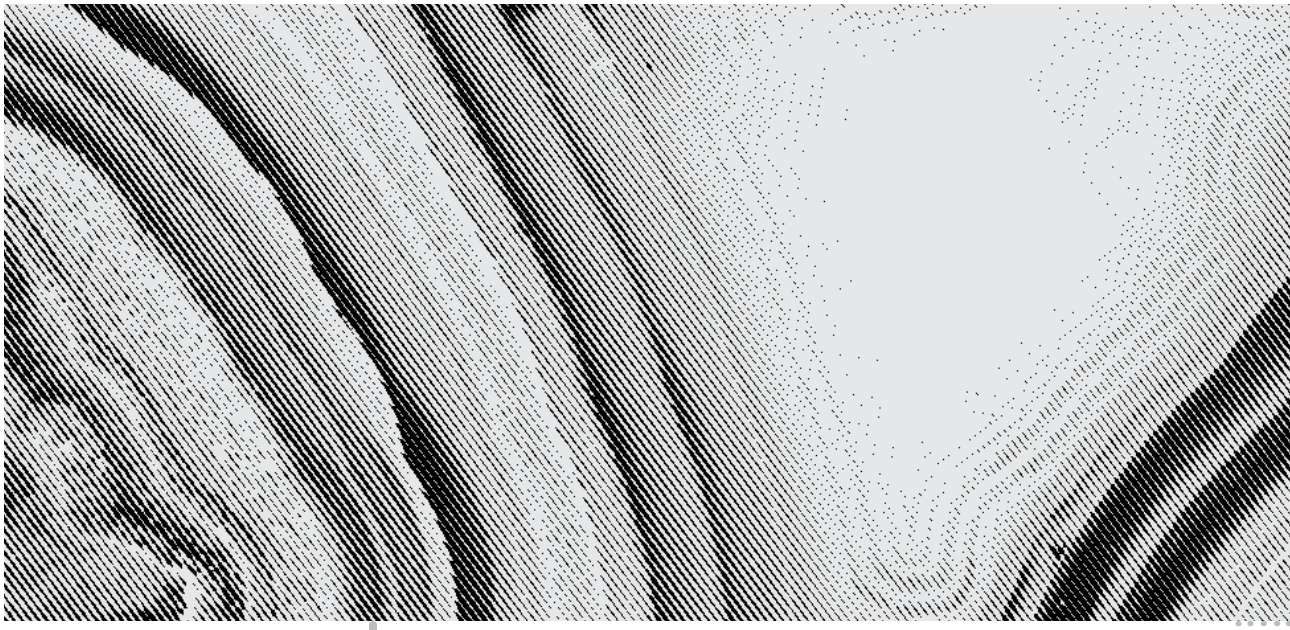
بتا به الیوین یا فورستریت نوع گاما (رینگوودیت[۳]) اتفاق می‌افتد که با افزایش ۲ درصدی در چگالی همراه است. به‌هرحال تغییر فاز مهم‌تری که سطح ناپیوستگی لرزه‌ای دوم (تحتانی) را به‌وجود می‌آورد در عمق ۶۶۰km و در فشار ۲۵ گیگاپاسکال رخ می‌دهد که در جریان آن، فورستریت نوع گاما به ساختار متراکم‌تر پرووسکیت[۴] با ترکیب $MgSiO_3$ همراه با وستیت[۵] (Mg,Fe O) تغییر می‌یابد. پرووسکیت فراوان‌ترین کانی در زمین به‌حساب می‌آید. این ترکیب ۱۱/۵ درصد چگال‌تر از رینگوودیت و ۲۳ درصد چگال‌تر از الیوین معمولی است. ساختار پرووسکیت به‌شکل مکعبی است که در آن Si^{+4} در مرکز و Mg^{+2} و Fe^{+2} در گوشه‌ها و ۶ یون اکسیژن، که هر یک از آن‌ها پیوند مشترکی را با مکعب‌های مجاور خود برقرار می‌سازند، در مراکز وجوه جانبی واقع شده‌اند.

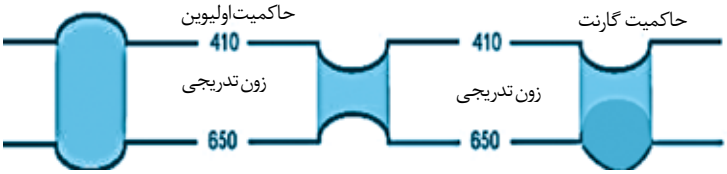
در فرایند تراکم الیوین و تغییر آن به پرووسکیت، مازاد Mg خارج شده از این فرایند به وستیت تبدیل می‌شود. نسبت حجمی پرووسکیت به وستیت ۳ به ۱ است.

بعد از الیوین، دیگر کانی گوشته، گارنت است. این کانی محلول جامدی را با نوعی گارنت به‌نام ماژوریت[۶] تشکیل می‌دهد. این مجموعه در تمام محدودهٔ منطقهٔ تحولی پایدار می‌ماند، ولی در ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری ساختار پرووسکیت در آن ظاهر می‌شود. این عمل در یک دامنهٔ فشار ۲۲ الی ۲۶ گیگاپاسکال رخ می‌دهد. کلینوپیروکسن هم در عمق ۶۶۰ کیلومتری به پرووسکیت تغییر می‌یابد. تمام این تغییرات با جذب گرما همراه‌اند به‌طوری که شیب نمودار فشار-دما در آن‌ها منفی است (شکل ۲) و به‌همین دلیل این مرز با ویژگی اندوترمیک مشخص می‌شود. خلاصهٔ تغییرات رخ داده در طول ناحیهٔ تحولی به‌صورت زیر است:

بنابراین بخشی از گوشته با یک سد حرارتی که مبنای آن تغییرات فاز بیان‌شده در فوق است به دو بخش فوقانی (با چگالی کمتر) و بخش زیرین (با چگالی بیشتر) تقسیم می‌شود. ظهور چنین سدی روی مدل جریان‌های همرفتی در محیط جامد گوشته تأثیر می‌گذارد و باعث برقراری دو ناحیه با جریان‌های

مرز فوقانی	$^{۲}SiO^{۴}(Mg, Fe) = {}^{۲}SiO^{۴}(Mg, Fe)$ (km ۴۰۰)	تغییر فاز الیوین به اسپینل (O-S)
	پرووسکیت الیوین	
	$^{۲}SiO^{۴}(Mg, Fe) = {}^{۲}SiO^{۴}(Mg, Fe)$ (km ۵۲۰)	
	Wadsleyite ringwoodite	
مرز تحتانی	$Mg, Fe (O + (Mg, Fe)SiO^{۳}) = {}^{۲}SiO^{۴}(Mg, Fe)$ (km ۷۰۰-۶۶۰)	تغییر فاز اسپینل به پرووسکیت (S-P)
	پرووسکیت ماگنزیووسنیت رینگ وودیت	





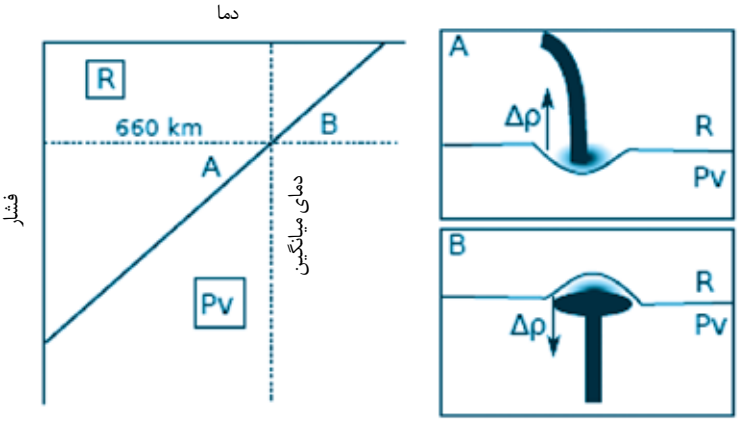
شکل ۳. تغییر ضخامت منطقهٔ گذر گوشته به‌دلیل عمق تغییرات فاز؛ شکل سمت چپ، افزایش ضخامت در محل عبور صفحات، شکل میانی، کاهش ضخامت در رژیم‌های حرارتی بالا به‌علت صعود تنوره‌ها و شکل سمت راست، افزایش ضخامت در مرز ۶۶۰ کیلومتری را در شرایط تغییر فاز حاکم مربوط به گارنت نشان می‌دهد.

همرفتی مستقل می‌شود.

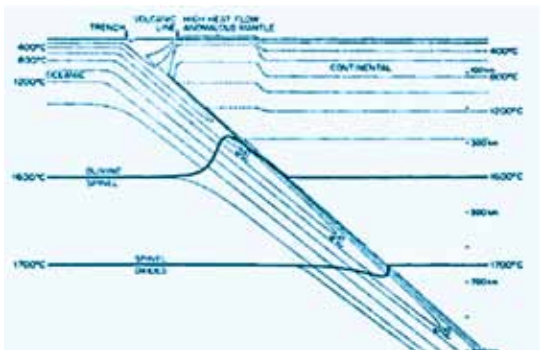
عبور صفحات فرورونده و تنوره‌های بالاآمده از گوشتهٔ تحتانی در ناحیهٔ تحولی مواد تشکیل‌دهندهٔ صفحات سرد اقیانوسی فرورانده شده و نیز تنوره‌های[۷] بالاآمده از مرز هسته- گوشته در عبور خود از منطقهٔ گذر گوشته نیز متحمل تغییرات فاز می‌شوند.

حضور صفحات سرد پایین‌رونده و همچنین تنوره‌های داغ صعودکننده ناهمگونی‌های حرارتی موضعی را در گوشته ایجاد می‌کنند و این امر روی شرایط تعادلی کانی‌ها که در فرایند تغییر فاز شرکت کرده‌اند، تأثیر خواهد گذاشت. از آنجا که حضور تنوره‌ها افزایش موضعی دما را به‌دنبال دارد و از طرفی چون مرز تغییر فاز الیوین به اسپینل (O-S) در عمق ۴۰۰ کیلومتری و در نمودار P-T شیب مثبت دارد (افزایش فشار با افزایش دما)، در نتیجه موقعیت تغییر فاز O-S در داخل تنوره با عمق بیشتر (فشار بیشتر) جابه‌جا می‌شود، ولی تأثیر این افزایش موضعی دما در مرز ۶۶۰ کیلومتری (تغییر فاز S-P، اسپینل به پروسکیت) با توجه به شیب منفی مرز تغییر فاز در نمودار P-T (کاهش فشار با افزایش دما) آن است که عمق تغییر فاز S-P را کاهش دهد. بنابراین منطقهٔ گذر گوشته در محل صعود تنوره‌ها ضخامت کمتری خواهد داشت.

باید توجه داشت که اگر فاز غالب گارنت ماژوریت باشد، فرایند تغییر فاز آن به پروسکیت به‌شکلی است که برخلاف تغییر فاز S-P در عمق بیشتر رخ می‌دهد (شکل ۳). این شرایط باعث بروز شناوری منفی خواهد شد و مانع از عبور تنورهٔ حرارتی از منطقهٔ گذر می‌شود و مواد تشکیل‌دهندهٔ تنوره در زیر مرز تحتانی گسترش جانبی پیدا می‌کنند. ارزیابی‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهند تنوره‌ها، که از مرز هسته- گوشته به‌طرف بالا صعود می‌کنند، در صورتی‌که شعاع قسمت سر تنوره بیش از ۱۰۰ کیلومتر باشد امکان عبور از این مرز برای آن‌ها



شکل ۴. راست: بخش A انحراف مرز تغییر فاز رینگوودیت (R) به پروسکیت (PV) به‌طرف عمق بیشتر در اثر کاهش دما در محل برخورد صفحات سرد پایین‌رونده را نشان می‌دهد که نتیجهٔ آن ایجاد اختلاف چگالی (ΔP) مثبت است (تولید شناوری رو به بالا). بخش B انحراف مرز تغییر فاز پروسکیت به رینگوودیت به‌طرف عمق کمتر در اثر افزایش دما در محل برخورد تنوره‌های داغ به مرز تحتانی را نشان می‌دهد که نتیجهٔ آن ایجاد اختلاف چگالی (ΔP) منفی است (تولید شناوری رو به پایین).



چپ: تغییر منحنی‌های هم‌دما در محدودهٔ منطقهٔ گذر در محل عبور صفحات پایین‌رونده.

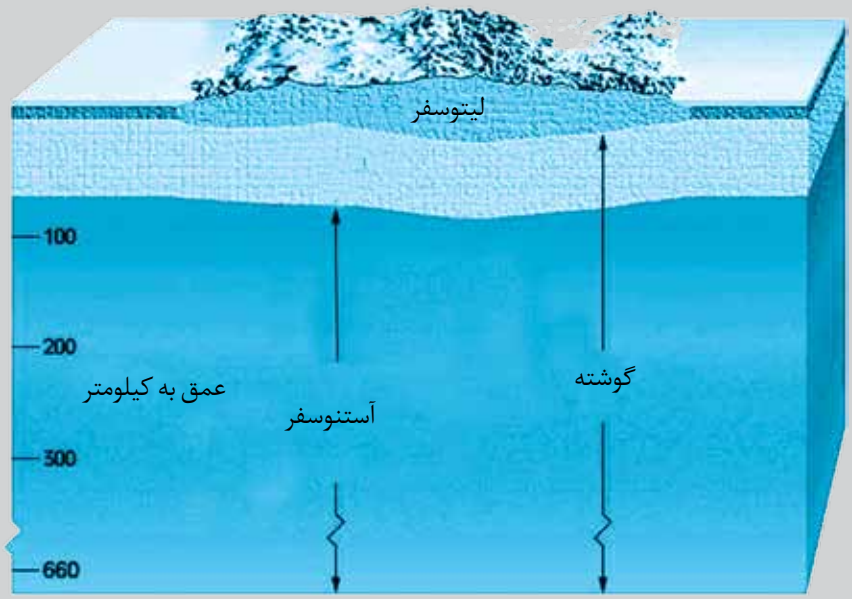
وجود خواهد داشت، در غیر این‌صورت در زیر این ناحیه به‌طور جانبی گسترش می‌یابد و دو جریان مخالف در رأس گوشتهٔ تحتانی برای مدت طولانی برقرار خواهد شد. همچنین انتشار حرارتی از تنوره‌هایی که دمای اضافی ۳۵۰ ℃ را نسبت به گوشتهٔ دربرگیرندهٔ خود داشته باشند باعث عبور آن‌ها از این مرز می‌شود.

از آنجا که حضور صفحات اقیانوسی پایین‌رونده، رژیم‌های حرارتی پایینی را در گوشته برقرار می‌سازند، فرایند تغییر فاز کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ آن‌ها در مرز فوقانی منطقهٔ گذر به عمق کمتر و در مرز تحتانی به عمق بیشتر متمایل می‌شود. این شرایط به‌ترتیب باعث بروز شناوری منفی (جریان رو به پایین) و شناوری مثبت (جریان رو به بالا) خواهد شد که نتیجهٔ این عوامل است: ۱. ضخیم‌تر شدن منطقهٔ گذر در محل عبور صفحات، ۲. ایجاد تنش‌هایی که زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی مختلف را در امتداد صفحهٔ فرورونده تشکیل می‌دهند؛ ۳. ضعیف شدن حرکت رو به پایین صفحه و احتمالاً توقف و به‌دنبال آن گسترش جانبی مواد تشکیل‌دهندهٔ صفحه در بالای مرز تحتانی (شکل ۴).

موضوع سرنوشت صفحات فرورانده شده به درون گوشته توجه زیادی را در علوم زمین برانگیخته است، زیرا این مقوله ارتباط نزدیکی با چرخهٔ شیمیایی و تحولات حرارتی و دینامیکی سیارهٔ زمین دارد. در این راستا مطالعات ژئوفیزیکی نشان می‌دهند که صفحات فرورانده شده می‌توانند از ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری بگذرند و به درون گوشتهٔ زیرین نفوذ کنند. جریان مواد تشکیل‌دهندهٔ صفحه به گوشتهٔ زیرین که ممکن است تا مرز هسته -گوشته ادامه یابد به‌شکل توده‌ای یا بهمن‌گونه است. با این حال مطالعات توموگرافی لرزه‌ای نشان می‌دهند که برخی از صفحات واقع در گودال‌های جاوا، کوریل، کامچاتکا و ماریانا توانسته‌اند از مرز ۶۶۰ کیلومتری عبور کنند، درحالی‌که برخی دیگر مانند گودال ژاپن و نیز مناطقی از غرب اقیانوس آرام از مسیر خود منحرف شده و در امتداد این مرز حتی تا ۱۰۰۰ کیلومتر در زیر شرق آسیا گسترده شده‌اند. تغییر فاز ماژوریت به پروسکیت صفحات فرورانده‌شده در محل مرز تحتانی ممکن است نقش مهمی را در هدایت صفحه به‌طرف گوشتهٔ زیرین داشته باشد. احتمالاً صفحات سرد فرورانده‌شده که زمان بیشتری از فرورانش آن‌ها گذشته باشد به‌دلیل استحکام بیشتر و کامل شدن فرایندهای تغییر فاز که با افزایش چگالی در آن‌ها نیز همراه است، شانس بیشتری را در عبور از این مرز و نفوذ به گوشتهٔ زیرین خواهند داشت.

مشخص‌ترین نمونهٔ فرورانشی که به مرز هسته- گوشته می‌رسد مربوط به فرورانش صفحهٔ فارالون[۸] به زیر آمریکای شمالی است. مدل‌های توموگرافی لرزه‌ای حاکی از این امر است که سرعت انتشار امواج لرزه‌ای درون دو بخش فوقانی و تحتانی گوشته یکنواخت نیست و مشاهدهٔ ناهمگونی‌های لرزه‌ای به‌شکل افزایش موضعی در سرعت امواج لرزه‌ای در دو بعد افقی و عمودی بیانگر حضور و نفوذ صفحات سردتر فرورانده‌شده حتی به نواحی عمیق‌تر گوشته است. همچنین اندکی از صفحات به ناحیهٔ مرز هسته- گوشته می‌رسند. در عین حال صفحاتی که به این عمق می‌رسند معمولاً پیوستگی و یکپارچگی را که در بخش فوقانی گوشته داشتند، را ندارند. به‌هرحال در اعماق نواحی فرورانشی ژاپن و حوضهٔ کارائیب، که قدمت بالایی از فرورانش را دارند، صفحات فرورانده‌شده پیوستگی ممتدی را تا ناحیهٔ مرزی هسته- گوشته نشان می‌دهند. ناهمگونی در ویژگی‌های ژئوشیمیایی به‌دست آمده از بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) حاکی از تفاوت در عمق سرچشمهٔ این بازالت‌ها در گوشته است؛ سرچشمه‌ای با مقدار بالای U^{238}/Pb^{204} منتهی به مقادیر بالایی از Pb^{206}/Pb^{204}، Pb^{207}/Pb^{204} و Pb^{208}/Pb^{204} و کمترین مقدار در نسبت Sr^{87}/Sr^{86} در ماگماهای نوع OIB. نسبت‌های بالای Pb بیانگر غنی‌شدگی در U و Th در ناحیهٔ سرچشمه است، درحالی‌که پایین بودن نسبت‌های Sr حاکی از تخلیه‌شدگی منبع در Rb خواهد بود. صفحهٔ فرورانده‌شده به اعماق، زمانی سرچشمهٔ مناسب با مقادیر بالای U^{238}/Pb^{204} خواهد شد که به اندازهٔ کافی به اعماق گوشته فرورانده شده باشد.

مشخص‌ترین نمونهٔ فرورانشی که به مرز هسته- گوشته می‌رسد مربوط به فرورانش صفحهٔ فارالون به زیر آمریکای شمالی است. مدل‌های توموگرافی لرزه‌ای حاکی از این امر است که سرعت انتشار امواج لرزه‌ای درون دو بخش فوقانی و تحتانی گوشته یکنواخت نیست و مشاهدهٔ ناهمگونی‌های لرزه‌ای به‌شکل افزایش موضعی در سرعت امواج لرزه‌ای در دو بعد افقی و عمودی بیانگر حضور و نفوذ صفحات سردتر فرورانده‌شده حتی به نواحی عمیق‌تر گوشته است



پی نوشت‌ها

1. Transition Zone 2. Wadselyite
3. Ringwoodite 4. Perovskite
5.Wustite 6.Majorite
7.Plumes 8. Farallon

منابع

1. Bercovici, D., Schubert, G, and Tackley,P.J.(1993).On the Penetration of the 660 km Phase Change by Mantle Downflows. Geophys. Res. Lett. 20, 2599-2602, 1993.Paper no.: 93L7816.

2. Foulger,G.R.(2010).PLATES vs PLUMES.A Geological Controversy.WILEY-BLACK-WELL PRESS. P.328.

3. Frost,D.J.(2008).The Upper Mantle and Transition Zone.ELEMENTS, VOL. 4, PP. 171–176

4. Kirby,S.H.,Stein,S,andRubie,D.C(1996). Metastable Mantle Phase Transformations And Deep Earthquakes In Subducting Oceanic Lithosphere. Reviews of Geophysics,34,2/ May1996.pages 261-306. Paper number 96G01050

5. Lay,T.(1994). The Fate Of Descending Slabes.Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1994.22:33-61. Downloaded from www.annualreviews.org by University of California - Santa Cruz on 03/26/13. For personal use only.

6. Poli, S, and Schmidt, M, W. (2002). Petrology of SubductedSlabes.Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2002. 30:207–35 DOI: 10.1146/ annurev.earth.30.091201.140550

7. Schubert,G, and Tackley,P.J.(1995). MANTLE DYNAMICS: THE STRONG CONTROL OF THE
SPINEL-PEROVSKITE TRANSITION AT A DEPTH OF 660 KM. J. Geodynamics Vol. 20, No. 4, pp. 417-428, 1995Copyright Q 1995 Elsevier Science Ltd

8. Schubert,G.,Yuen, D.A, and Turcotte,D.L.(1975).Role of Phase Transitions in a Dynamic Mantle.Geophys. J. R. astr. SOC. (1975) 42, 705-735.

9. Tan,Eh., Gurnis, M, and Han, L. (2002). Slabs in the lower mantle and their modulation of plume formation.AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES.Published by AGU and the Geochemical Society. Volume 3, Number 11-16 November 2002 .1067, doi:10.1029/2001GC000238