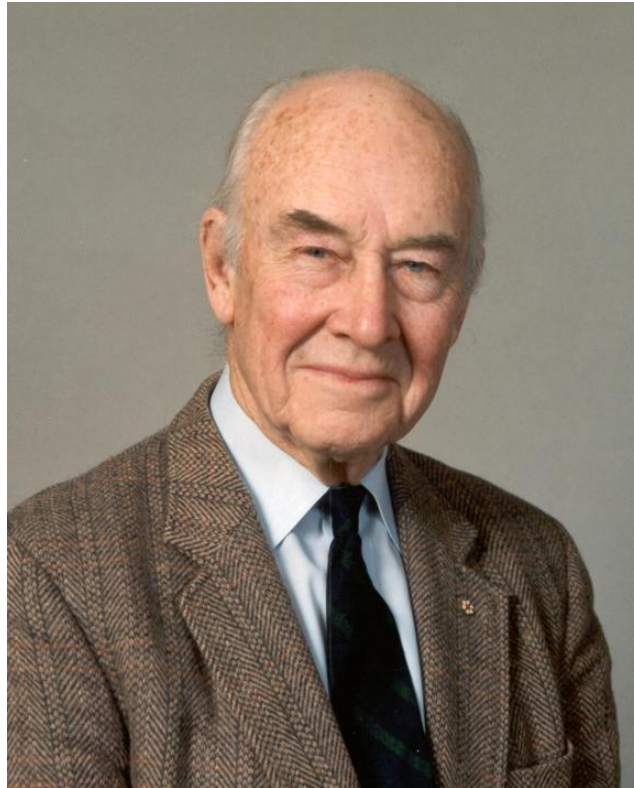
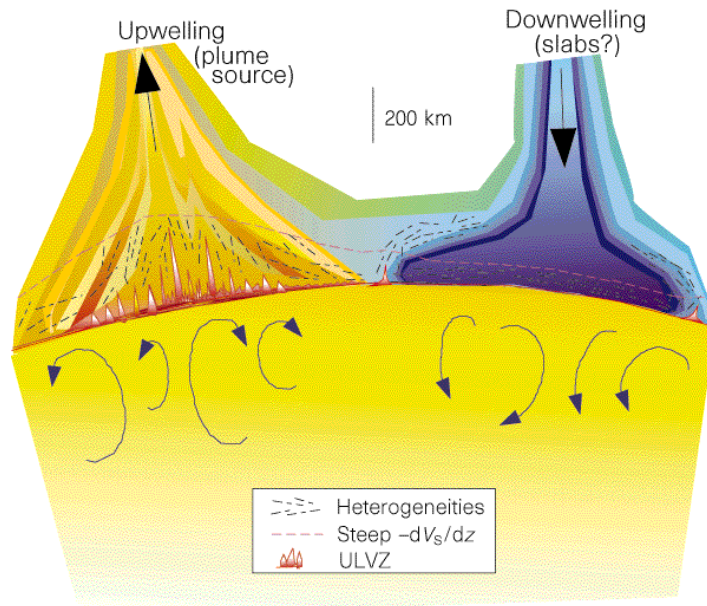




Prof. John Tuzo Wilson (Born 1908, Died 1993), University of Toronto
(<http://academic.emporia.edu/aberjame/student/peterson4/wilson1.html>)

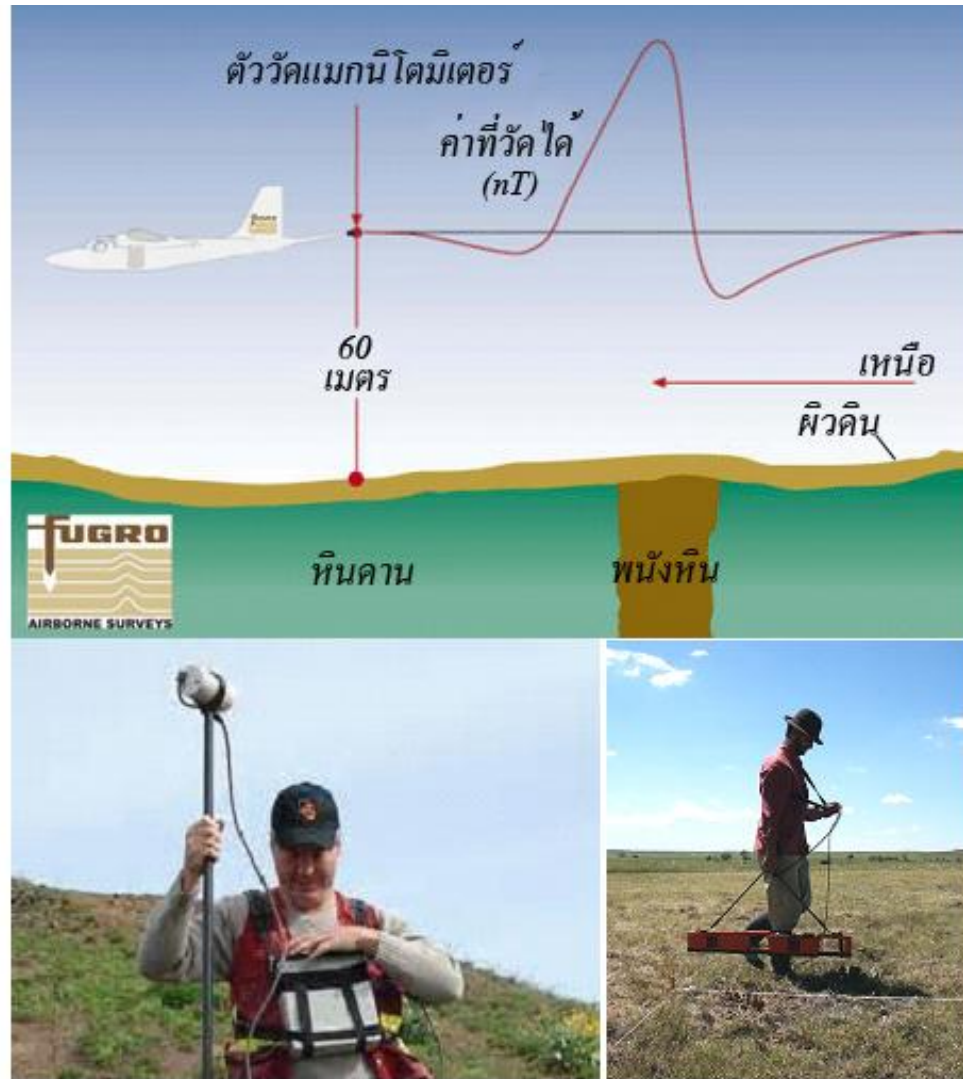
รูปปก (ซ้าย)



(<http://www.nature.com/nature/journal/v392/n6675/full/392461a0.html>)

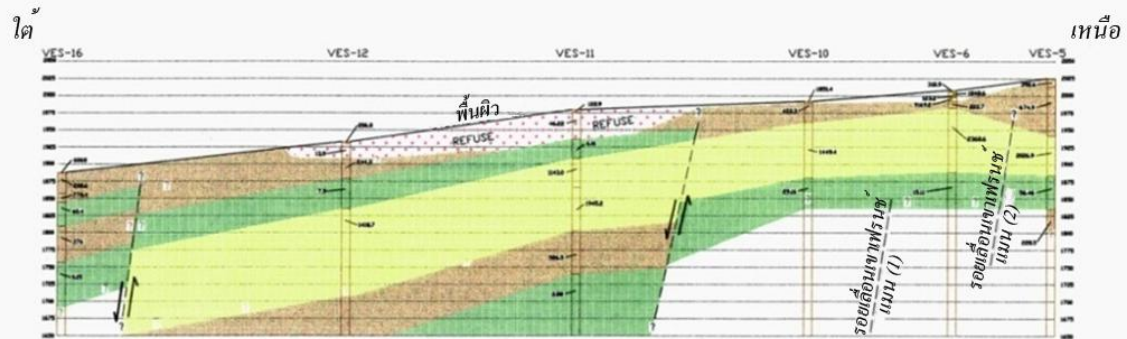
រូប ២ (បន្ត)

chemical heterogeneities schematically illustrated may arise from partial melting, core–mantle reaction products, slab-associated geochemical heterogeneities, or a combination of these effects. The shape of downwellings at the CMB and the manner in which they interact with CMB structure is unclear. The negative buoyancy associated with the downwelling is sufficient to displace much of the pre-existing CMB structure

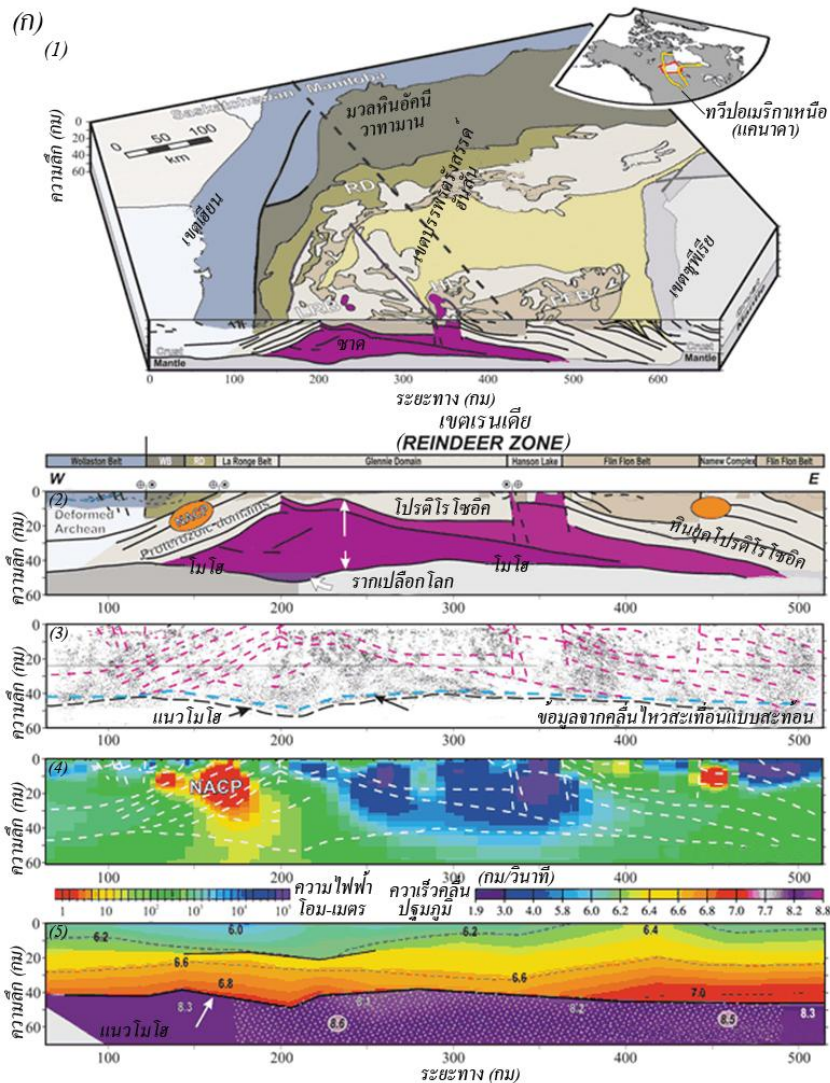


รูป 16.1 ภาพแสดงการสำรวจธรณีฟิสิกส์ภาคพื้นดิน (ground geophysical survey) (บน) และการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ (airborne geophysical survey) ซึ่งได้แก่การสำรวจแบบผสมโดยแมกนีโตมิเตอร์และ VLF (ซ้าย) และการนำไฟฟ้าแบบแม่เหล็กไฟฟ้าปรอทและทองในหินแกสเบอร์รอยด์

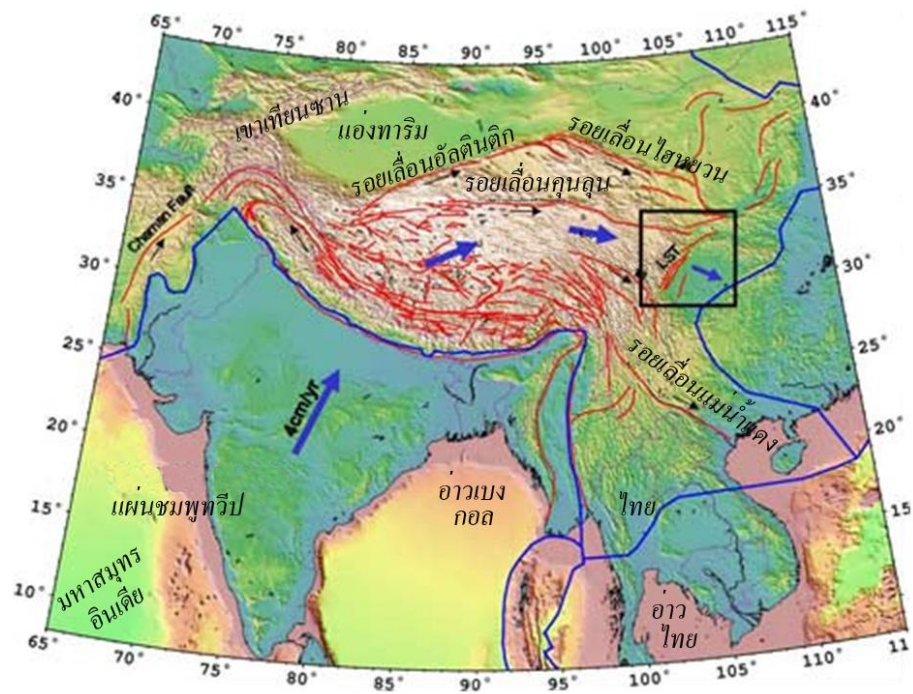
ลักษณะการเลื่อน
(FAULTING SCENARIO)



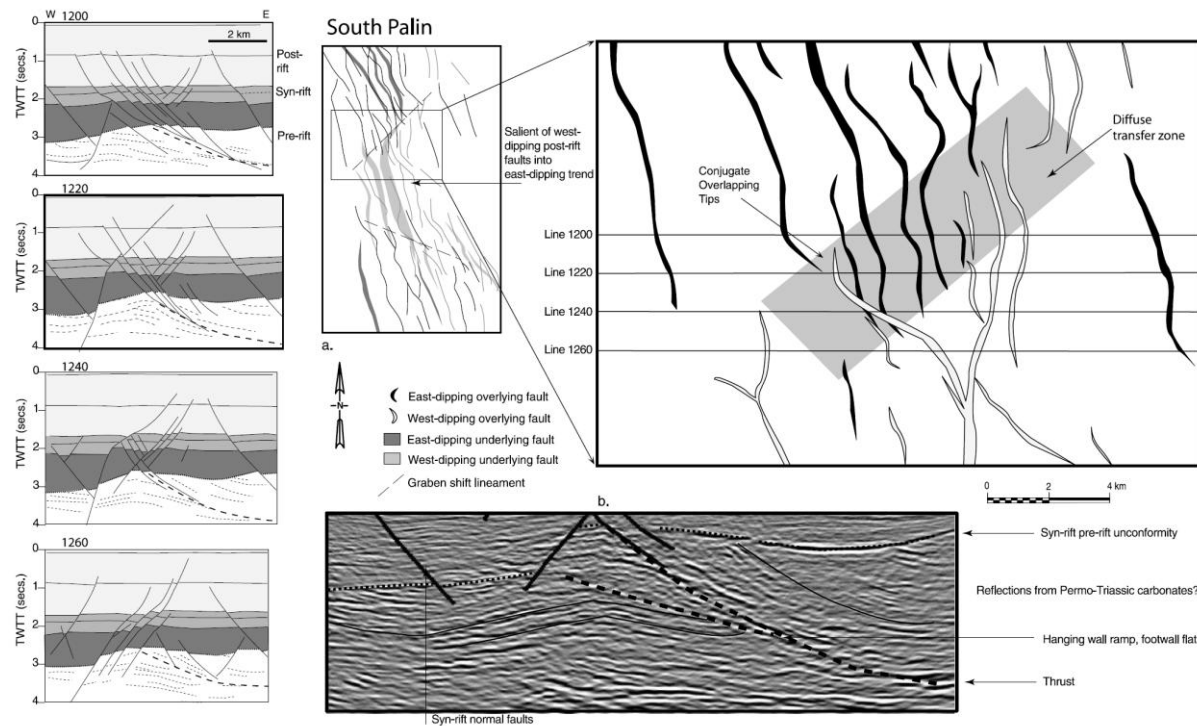
รูป 16.3 แสดงโครงสร้างของชั้นตะกอนที่ได้จากข้อมูลสภาพความต้านทานไฟฟ้าในบริเวณที่ทิ้งขยะชั้นไรส์ (Sunrise Landfill) เมืองลาสเวกัส รัฐเนวาดา สหรัฐอเมริกา



รูป 16.4 (ก) โดยเฉพาะนอกชายฝั่งตะวันตกของอเมริกาเหนือ โดยเฉพาะรอยต่อระหว่างเปลือกโลกกับเนื้อโลก และสภาพการมุดตัว แสดงภาพตัดขวางของบริเวณดังกล่าว (ข) นอกจากนั้นจากการใช้ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนที่เกิดจากแผ่นดินไหวในธรรมชาติและ/หรือที่มนุษย์ทำขึ้นมาจัดทำเป็นภาพตัดขวางที่ผนวกกันเป็นชุดๆทำให้เราได้ภาพทั้งสามมิติที่แสดงโครงสร้างใต้ผิวโลกอย่างต่อเนื่องและชัดเจนที่เรียกภาพโครงสร้างสามมิติจากคลื่นไหวสะเทือน (seismic tomography)



รูป 16.5 เป็นการใส่ประโยชน์จากข้อมูลมาตรวิทยาในการศึกษาการเคลื่อนที่ของแผ่นอินเดียจนทำให้ทราบว่าแผ่นอินเดียมีอัตราการเคลื่อนที่เฉลี่ย 5-7 ซม ต่อปีในทิศเหนือถึงตะวันออกเฉียงเหนือ



ELSEVIER

Journal of Structural Geology 26 (2004) 1803–1829

www.elsevier.com/locate/jsg

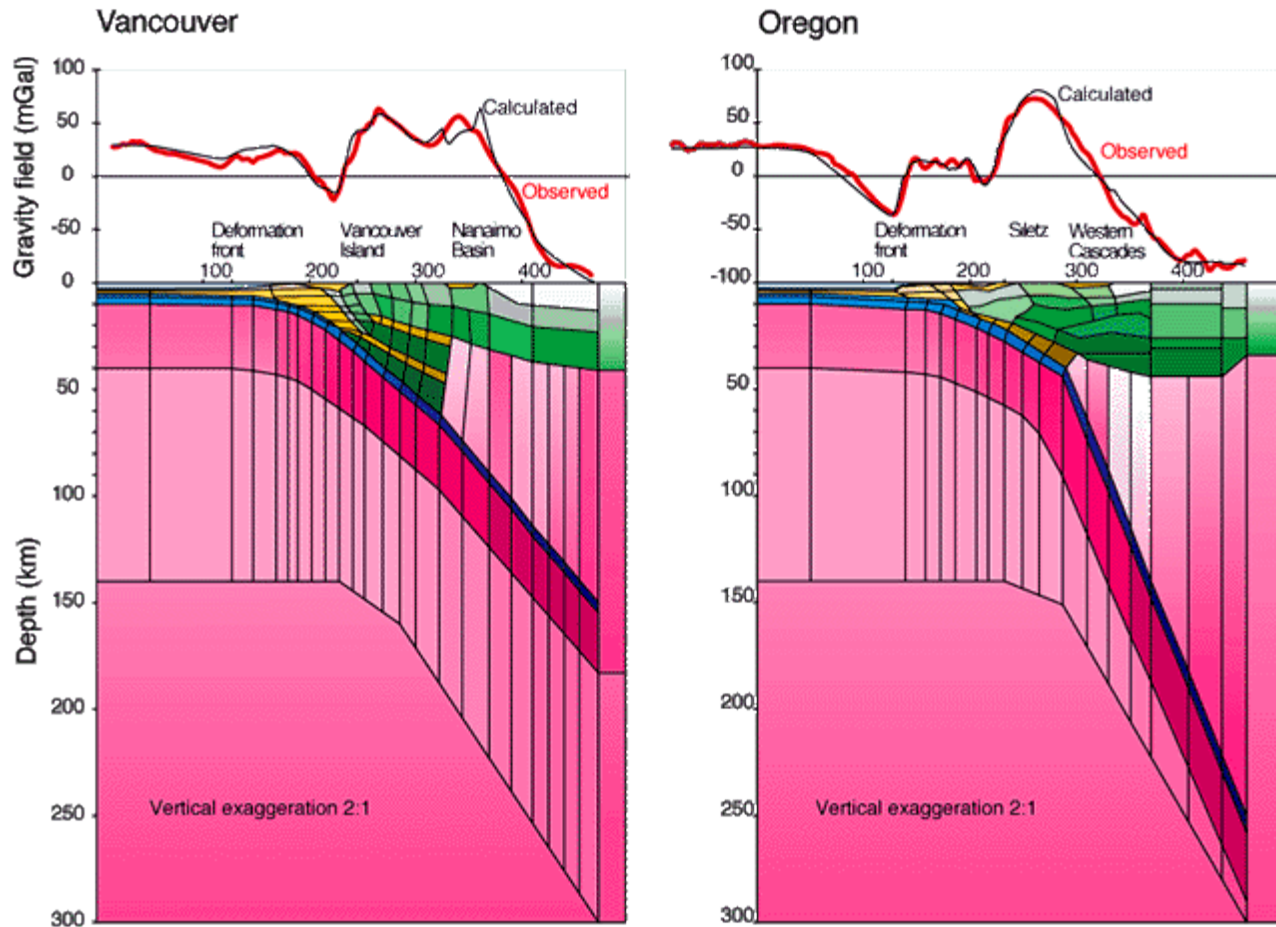
Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand

C.K. Morley^{a,*}, C. Haranya^c, W. Phoosongsee^c, S. Pongwapee^{a,d}, A. Kornsawan^c, N. Wonganan^b

Fig. 14. Example of the influence of a non-oblique pre-existing fault influencing syn- and post-rift dip trends, South Palin Field. Lower angle east dipping fault follow a low-angle basement thrust in the northern part of the area. In the southern part of the area the thrust is not followed by the faults and west-dipping faults dominate.

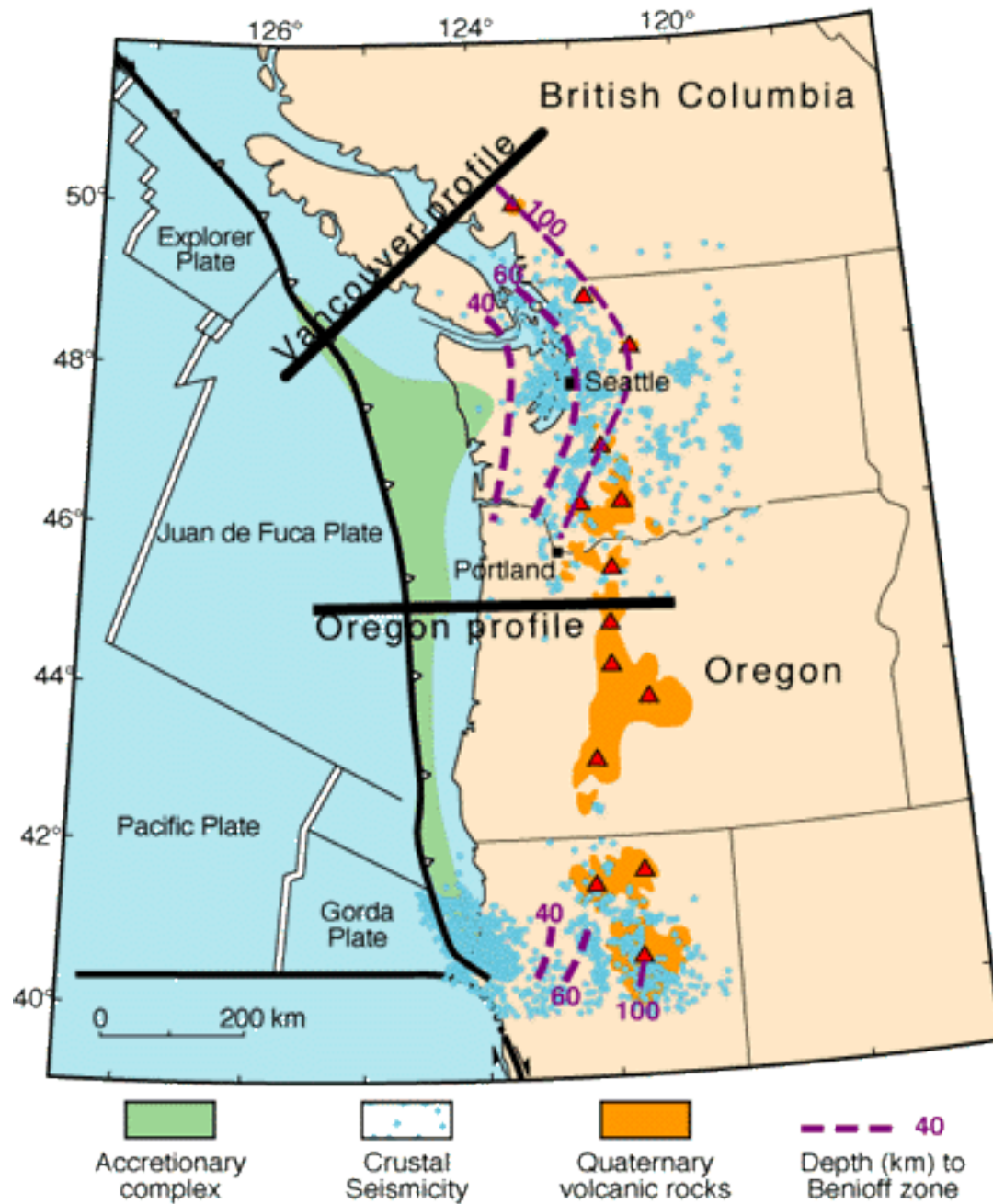
Fig. 16.6

รูป 16.6 แสดงแบบจำลองการแปรสัณฐาน (tectonic model) ที่เกิดขึ้นภายในชั้นเนื้อโลกโดยอาศัยการตีความหมายจากข้อมูลวิทยาการไหวสะเทือน



View the [Vancouver](#) or the [Oregon](#) profile at a larger scale annotated with density values.

Fig. 16.6



The subduction of the Juan de Fuca plate beneath North America changes markedly along the length of the subduction zone, notably in the angle of subduction, distribution of earthquakes, volcanism, geologic and seismic structure of the upper plate, and regional horizontal stress. To investigate these characteristics, we conducted detailed density modeling experiments of the crust and mantle along two transects across the Cascadia subduction zone. One crosses Vancouver Island and the Canadian margin, and the other crosses the margin of central Oregon. Both density models were constructed independently to a depth of approximately 50 km. We gathered all possible geologic, geophysical, and borehole data to constrain the density calculations. The final densities for the Oregon and Vancouver lithosphere models were obtained from gravity inversions. Our results confirm that the downgoing slab of the Cascadia subduction zone dips significantly steeper beneath Oregon than beneath Vancouver Island, lending support to the idea that the Juan de Fuca plate is segmented from north to south. In addition, our gravity models indicate that the mantle wedge beneath western Oregon (i.e., below the western Cascades) is lighter than the mantle beneath the Canadian continental crust. This low density agrees with the low mantle velocities observed in the mantle and the present day extensional regime of the Pacific Northwest.

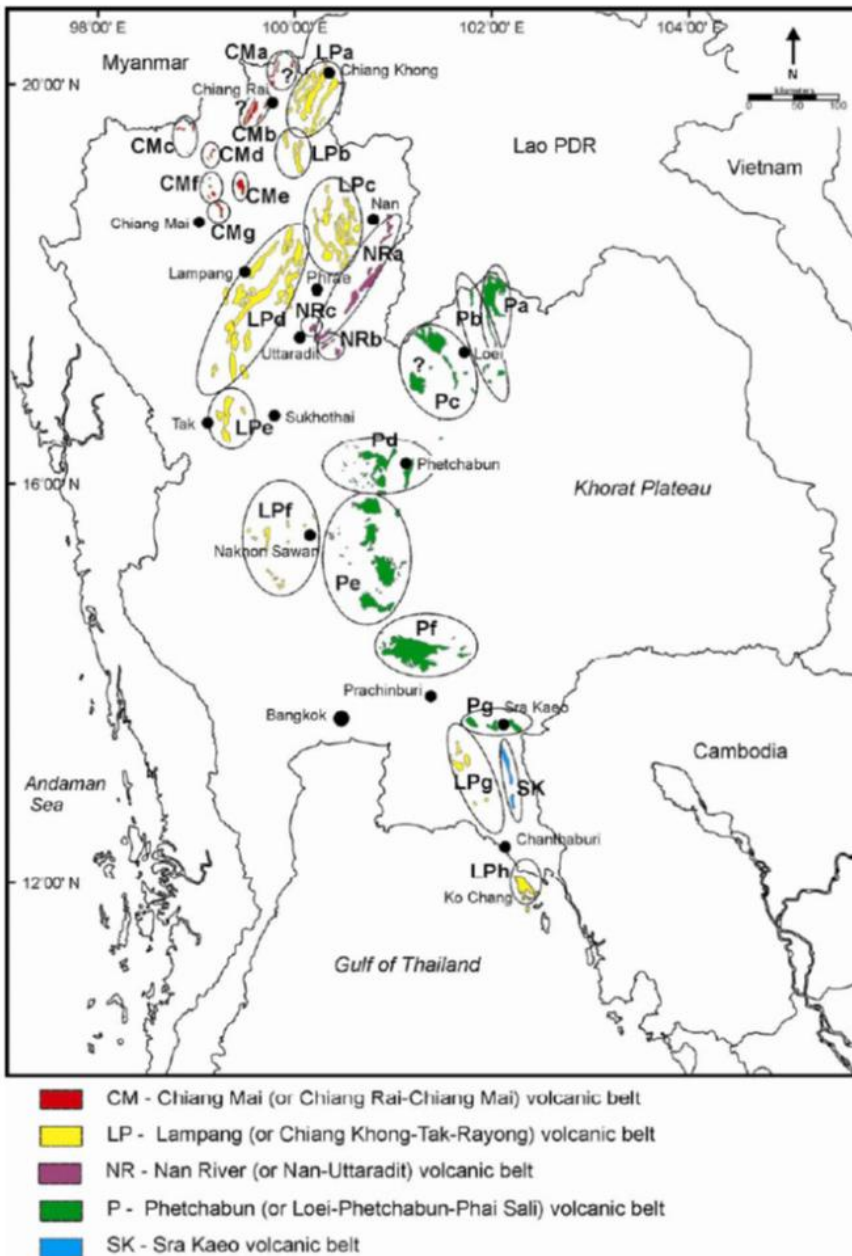
A gravity low at the deformation front of the Oregon margin, absent along the Vancouver margin, can be explained by the different bathymetry of the two regions and by the depth to the top of the subducting Juan de Fuca plate. If the accretionary prisms along these profiles were modeled with equal densities, a density inhomogeneity in the lower part of the models would be necessary. Thus that the density of the accretionary prism for the Vancouver profile must be approximately 0.1-0.2 g/cm³ greater than that for Oregon. A density difference within the accretionary prisms also agrees with other data. We note that the volume of accreted sediments is approximately twice as large along the Vancouver profile than along the Oregon profile, and the prism reaches a greater depth (approximately 20 km as compared with 12 km for the Oregon profile). This implies that the sediments within the accretionary prism at Vancouver Island are at a higher metamorphic grade, and therefore have higher densities.

We find that a substantial part of the coastal gravity maxima for both lines is caused by increasing density with depth in the subducting plate. In the proposed model, the maximum possible density of the slab was used to satisfy constraints for the average density of the near coastal crust for both profiles. If a density increase with depth is not introduced into the model, very high densities would be required for the near surface coastal and continental crustal blocks.

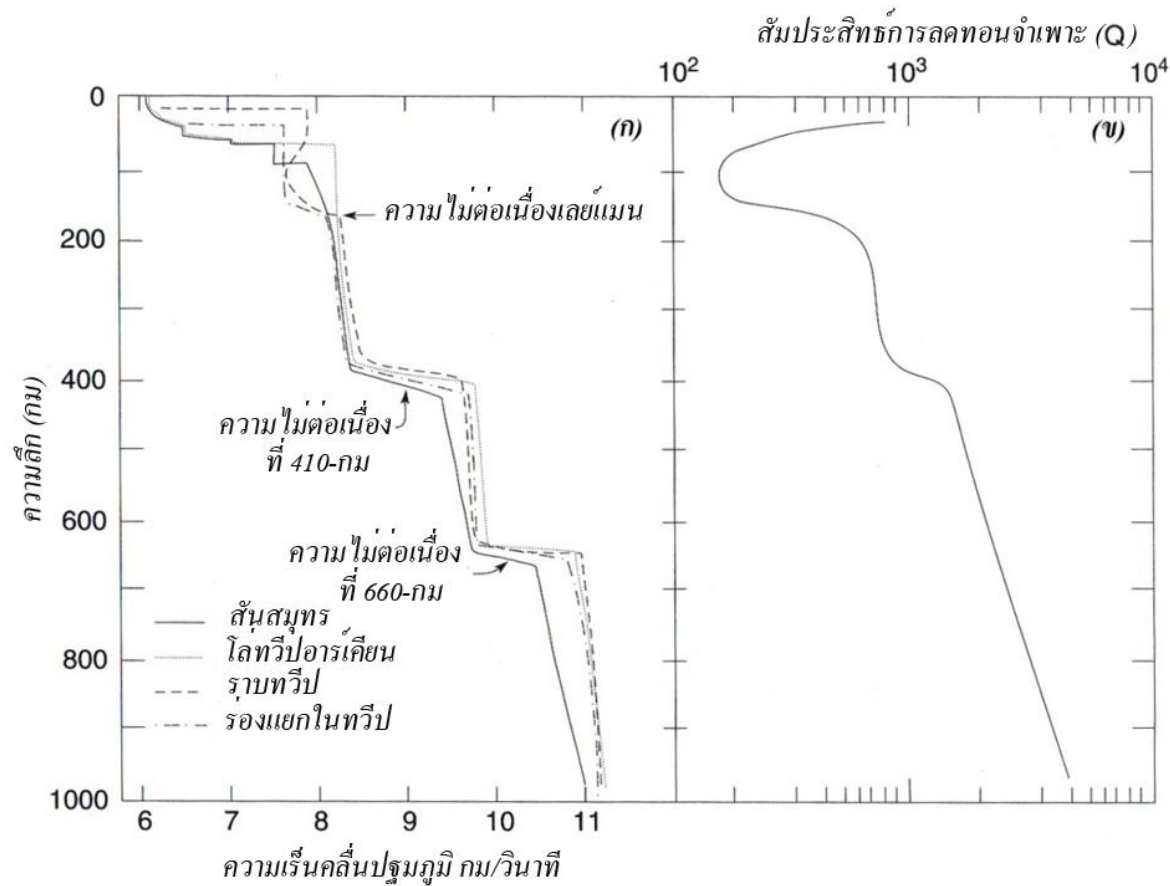
Fig. 16.6



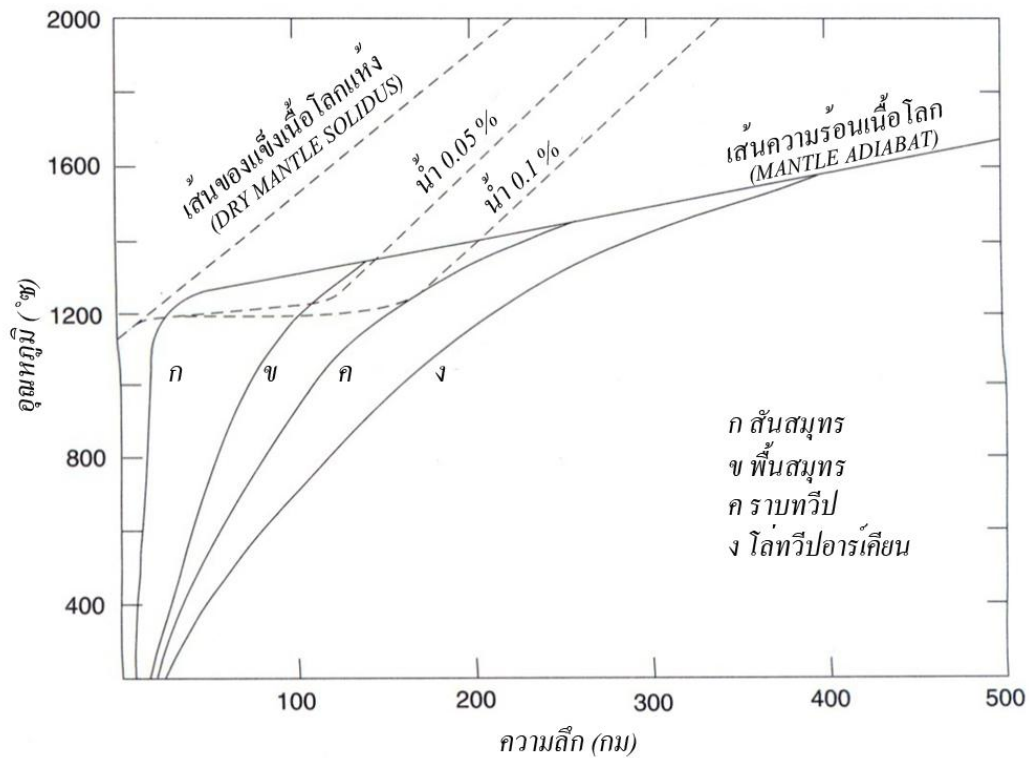
รูป 16.7 สภาพภูมิประเทศซึ่งมีสภาพภูมิอากาศรุนแรงหรือกันดาร (no-man land)



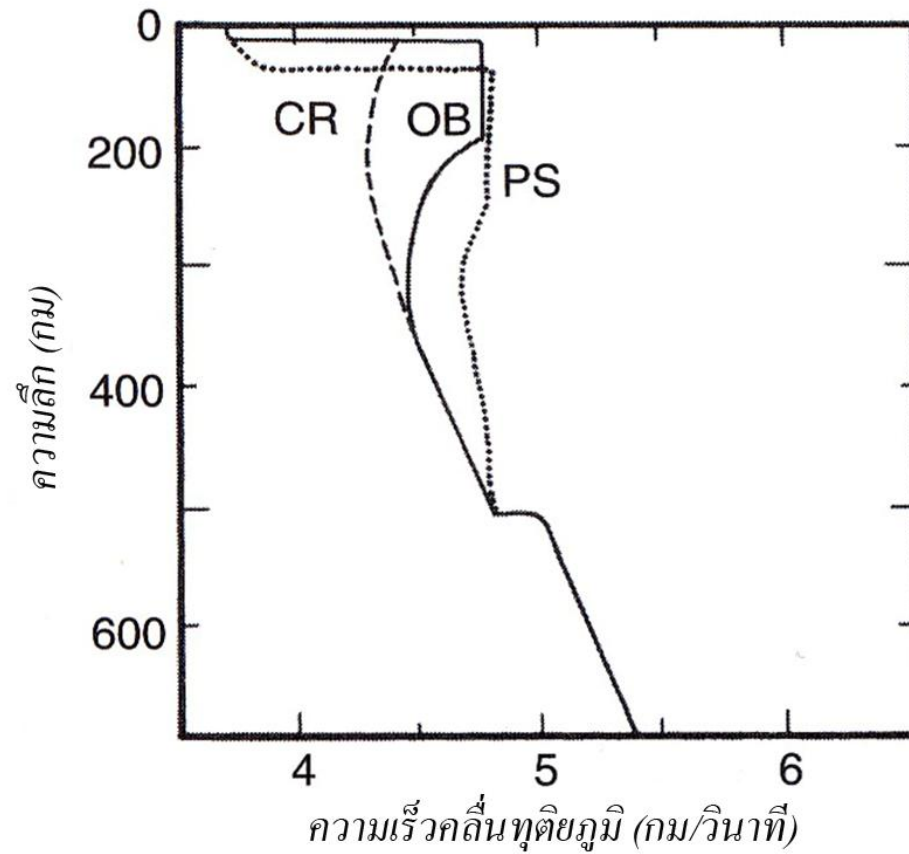
รูป 16.10 หินภูเขาไฟออกเป็นกลุ่มใหญ่ๆ โดยใช้เกณฑ์ทางด้านการกระจายตัวของหินจากการแปลความหมายธรณีฟิสิกส์และธรณีวิทยาออกเป็น 5 แนว



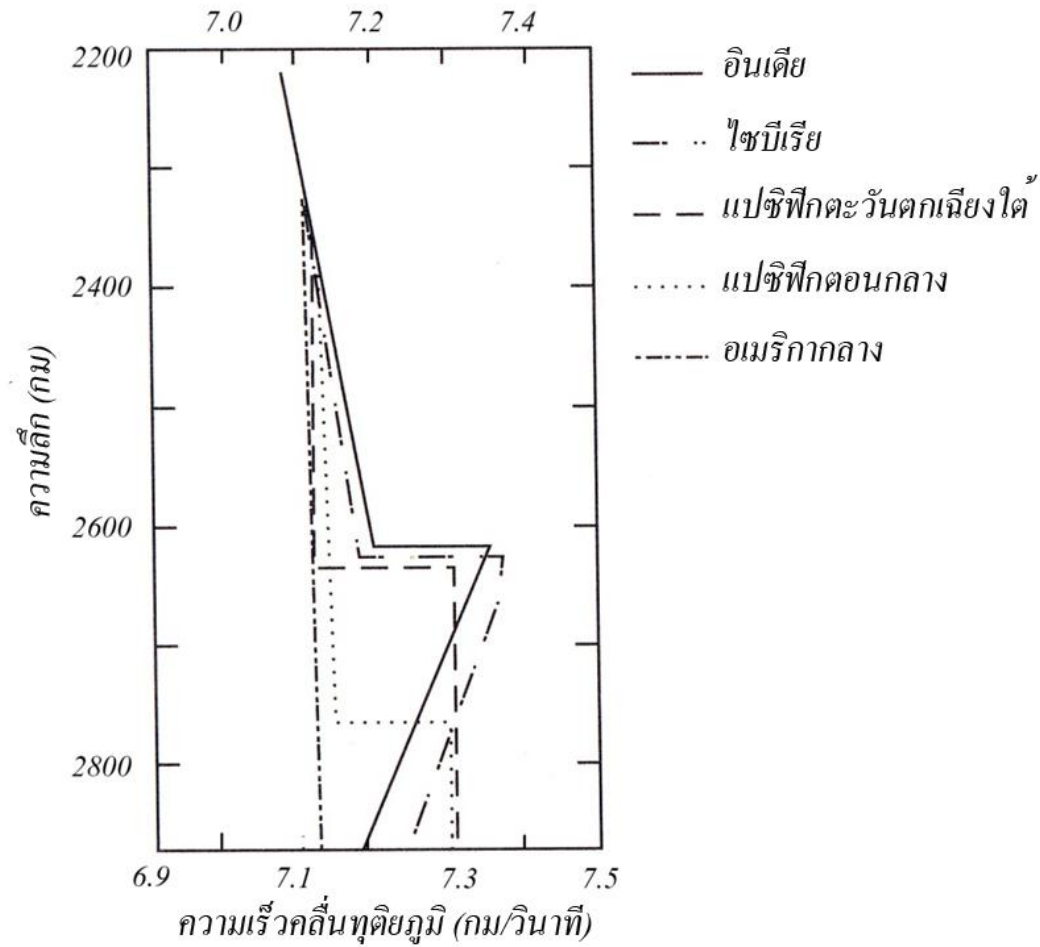
รูป 16.14 (ก) รูปแบบความเร็วคลื่นปฐมภูมิ (P-wave velocity distribution) ไปตามความลึกในเนื้อโลก (ข) สัมประสิทธิ์การลดทอนจำเพาะ (attenuation factor หรือ Q) ตามความลึกในเนื้อโลกยกเว้นส่วนที่อยู่ใต้โล่ทวีปพรีแคมเบรียน ซึ่งค่า Q แปรผกผันกับการลดทอนคลื่นไหวสะเทือน (seismic-wave attenuation) ดังนั้นค่า Q จึงต่ำเมื่อเกิดการลดทอนมาก (คัดแปลจาก Walck, 1985)



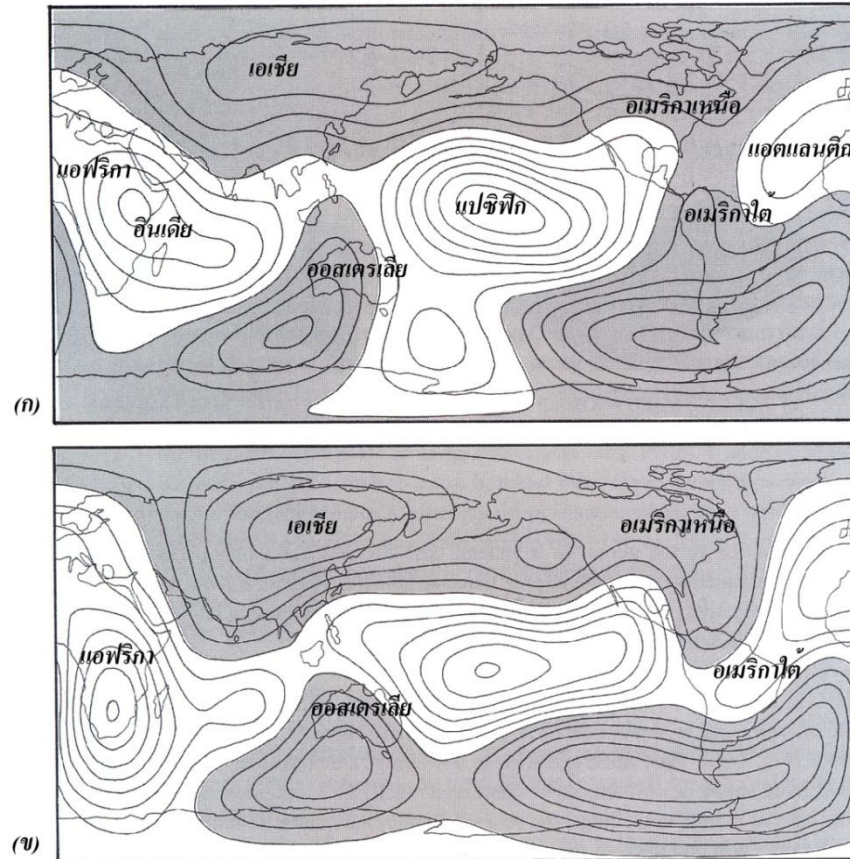
รูป 16.15 กราฟแสดงลาดอุณหภูมิในโลก ให้สังเกตลาดอุณหภูมิตัดเส้นความร้อนเนื้อโลก (mantle adiabatic) ณ ความลึกต่างๆ โดยที่แสดงเพิ่มเติมคือเส้นของแข็งเนื้อโลกแห้ง (dry mantle solidus) และที่มีน้ำอยู่ร้อยละ 0.10 และ 0.05 (Condie, 2006)



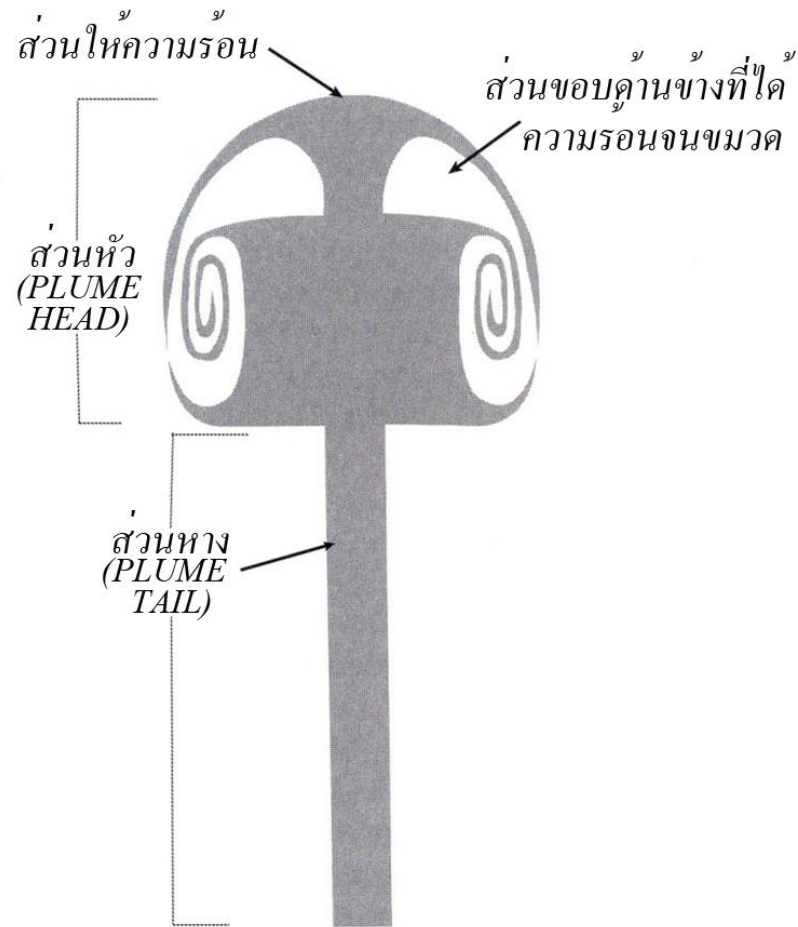
รูป 16.16 รูปแบบความเร็วคลื่นทุติยภูมิ (S-wave velocity distribution) ไปตามความลึกในเนื้อโลก
 ตอนบน CR=ร่องแยกในทวีป (continental rift) ,OB=แอ่งหรือพื้นสมุทร (oceanic basin) ,PS=โล่และราบทวีปพรี
 แคมเบรียน (Proterozoic shield platform) (ดัดแปลงจาก Grand&Helmberger, 1984)



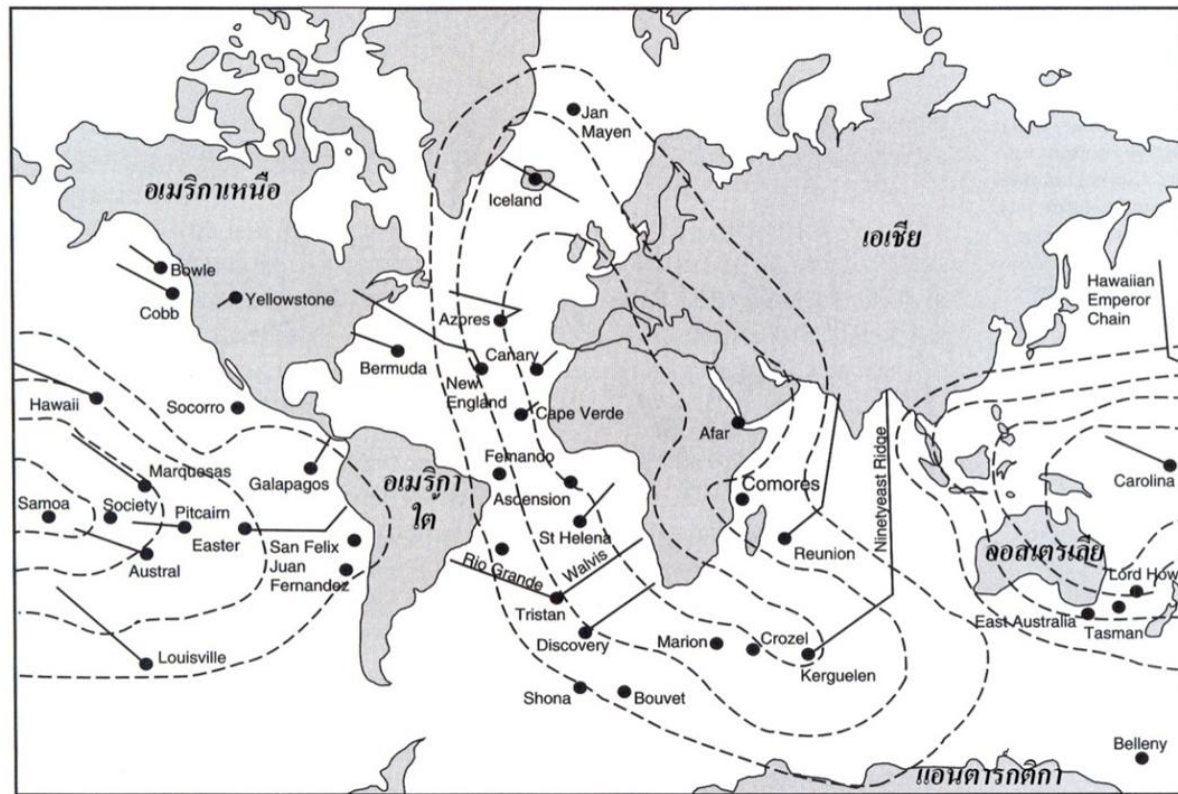
รูป 16.18 ความเร็วคลื่นทุติยภูมิไปตามความลึกในที่ต่างๆของโลกในเนื้อโลกชั้นล่าง แม้ว่าส่วนใหญ่แสดงค่าการเปลี่ยนความเร็วอย่างชัดเจนที่ตอนบนของชั้น “ดี” (“D” layer) แต่ก็มีความเป็นวิวิธภักษ์ในแนวราบอย่างมาก (Knittle & Jeanloz, 1991)



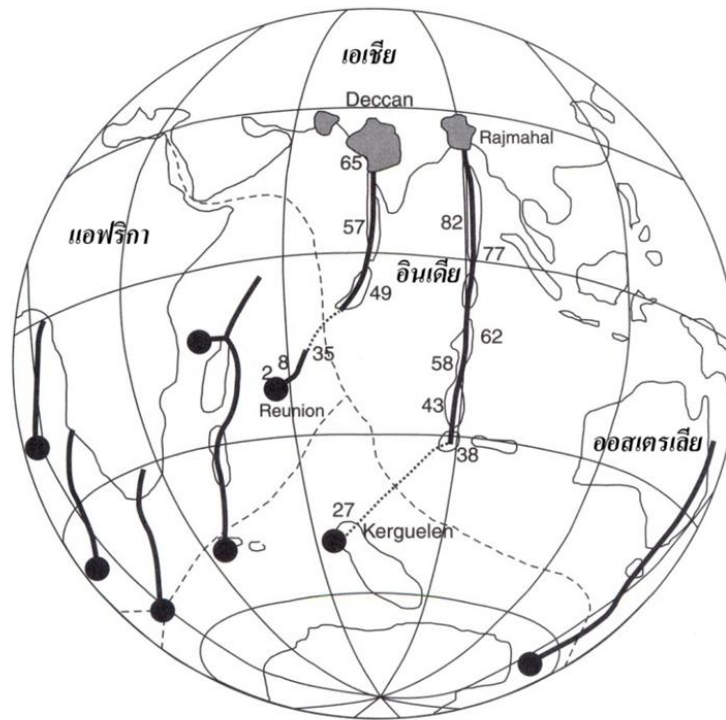
รูป 16.19 (ก) ทรงโลก (geoid) ที่ได้จากการคำนวณของโลกเมื่อ ค.พ. เท่ากับ 2.3 และช่วงห่างเส้นชั้น 200 เมตร (ข) ลักษณะความสูงต่ำที่รอยต่อระหว่างเนื้อโลกกับแกนโลก (core-mantle boundary) ซึ่งมี ค.พ. ที่ต่างกัน 4.5 และมีช่วงห่างเส้นชั้น 400 เมตร โดยที่ทั้ง (ก) และ (ข) องศา 1 ถึง 6 และค่าทรงโลกต่ำแสดงด้วยพื้นที่สีเทาเข้ม (Hager & Clayton, 1987)



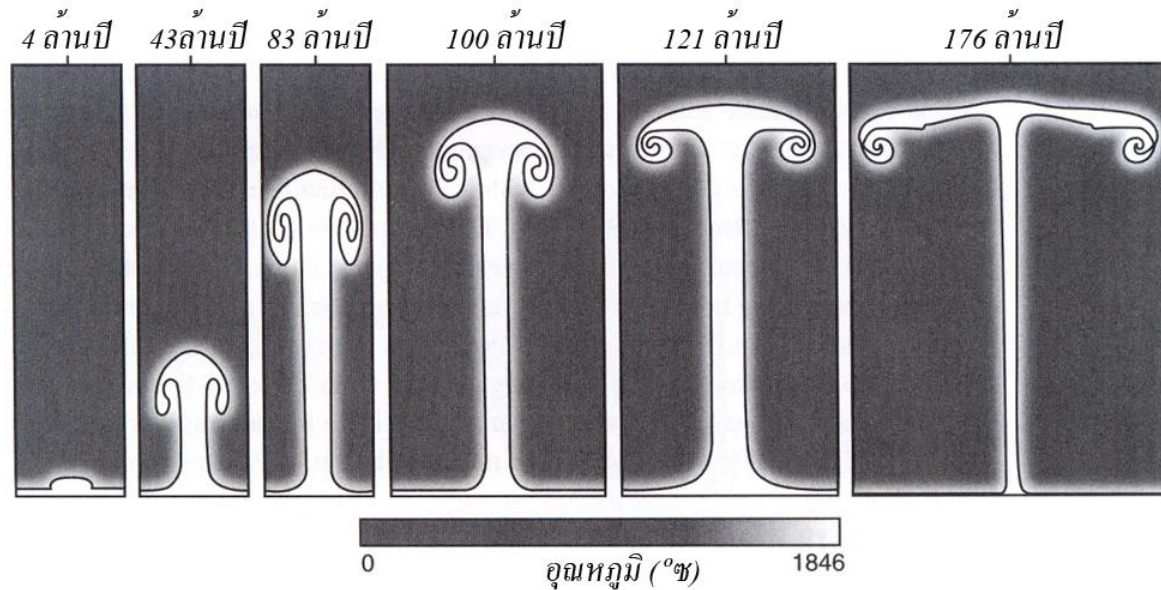
รูป 16.20 ภาพถ่ายของลำร่อนพวยพุ่งตอนเริ่มต้นในห้องทดลองที่แสดงรูปร่างคล้ายหัวค้อนและลำหาง ซึ่งลำร่อนนี้เกิดจากของไหลย้อมสีความหนืดน้อยพุ่งเข้าไปหาชั้นที่เย็นและหนืดกว่าที่เป็นของไหลลักษณะเดียวกัน ส่วนปลายทั้งสองข้างที่เห็นเป็นลอนม้วนคล้ายแอมโรลที่ผสมระหว่างของไหลย้อมกับไม่ย้อมสี



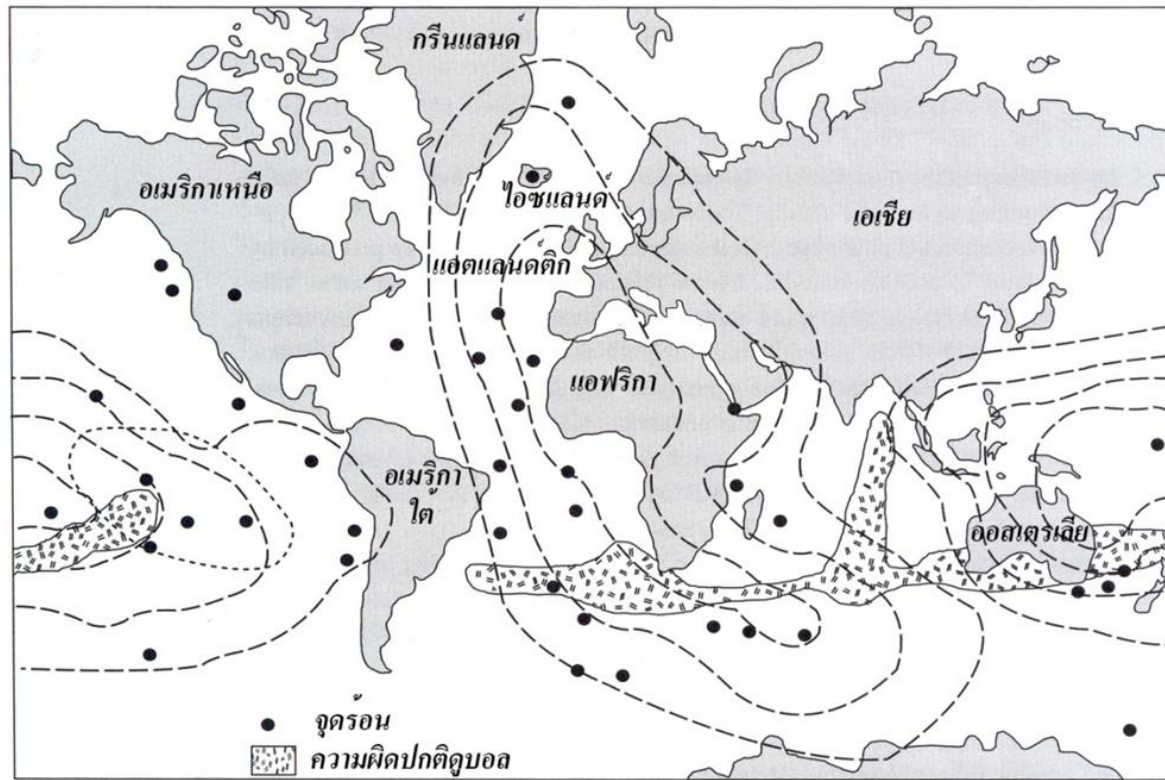
รูป 16.22 การกระจายตัวของจุดร้อนหลักๆ (จุดดำ) และเส้นทาง (เส้นทึบ) ส่วนเส้นประแสดงค่าผิดปกติทรงโลก (Condie, 2006)



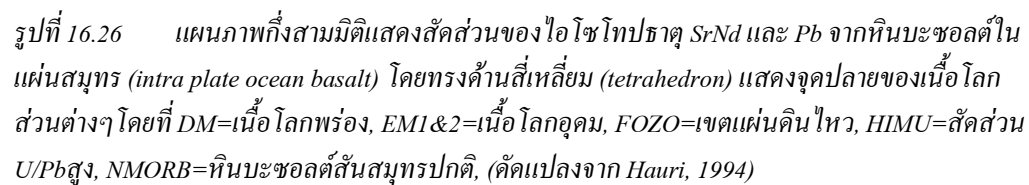
รูป 16.23 เส้นทางจุดร้อน (hotspot tracks) ที่คำนวณด้วยคอมพิวเตอร์เป็นที่น่าสนใจว่าเส้นทางเดินส่วนใหญ่อยู่ในแนวเหนือ-ใต้

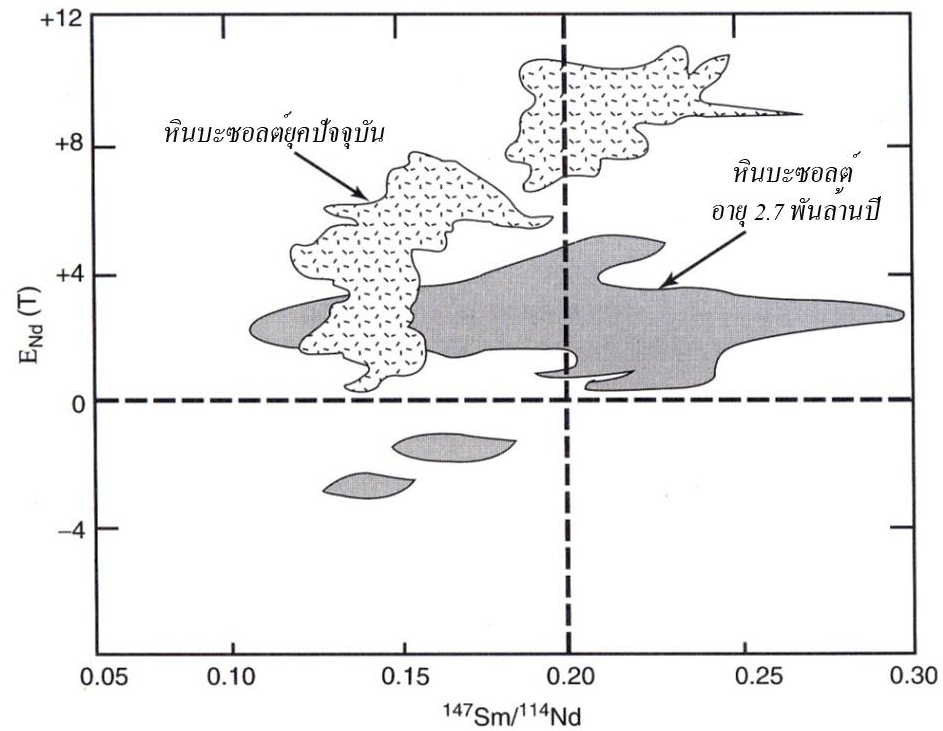


รูป 16.24 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์แสดงการยกตัวและการแผ่ขยายของลำพวยพุ่งเนื้อโลก (mantle plume) *N*. รอยต่อความร้อนชั้นดี (D thermal boundary layer) ความหนืดเป็นองค์ประกอบของอุณหภูมิและความหนืด *N*. ที่นั่น (ambient viscosity) มีค่า 10^{22} ปาส์คาลวินาที อุณหภูมิตรงส่วนล่างร้อนกว่าอุณหภูมิภายในลำถึง 430°ซ และความหนืดลำพวยพุ่งประมาณร้อยละ 1 ของภายในลำพวยพุ่ง (Condie, 2006)

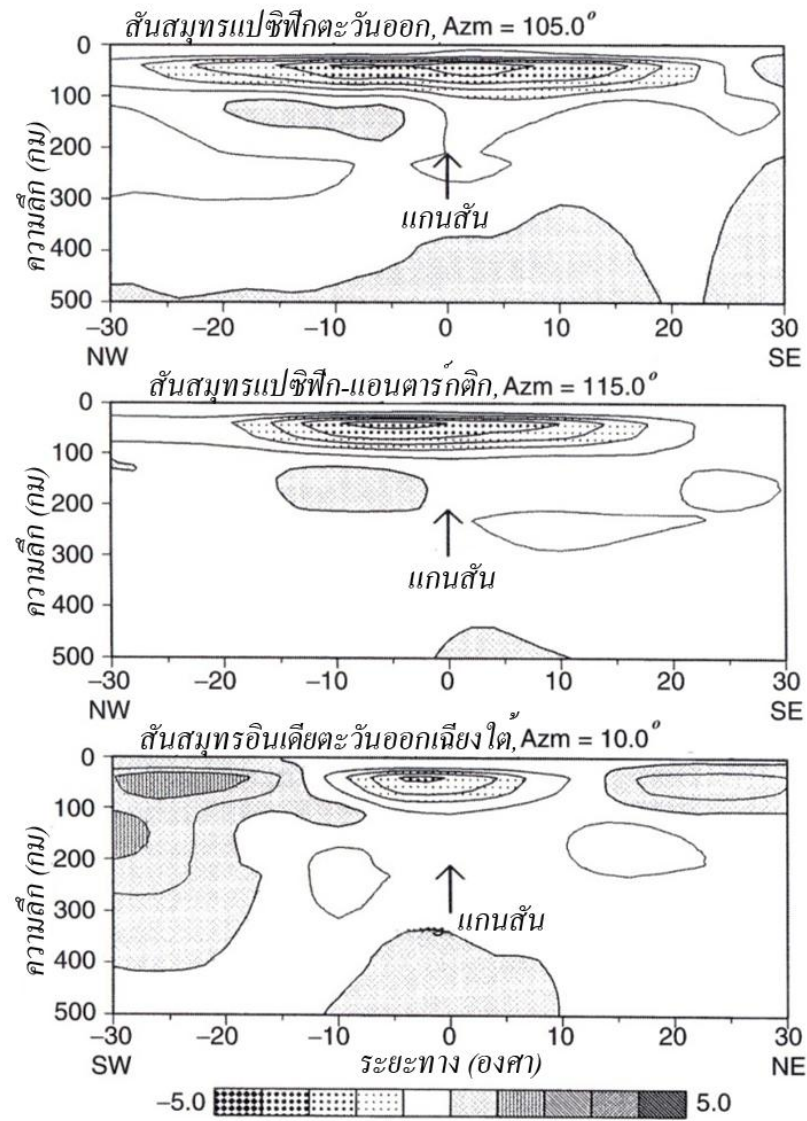


รูปที่ 16.25 แผนที่โลกแสดงการกระจายตัวของจุดร้อนสมัยปัจจุบันและเขตความผิดปกติดูบอล (Dupal anomaly) ส่วนเส้นปะแสดงค่าความผิดปกติทรงโลก (geoid anomaly) (Condie, 2005)

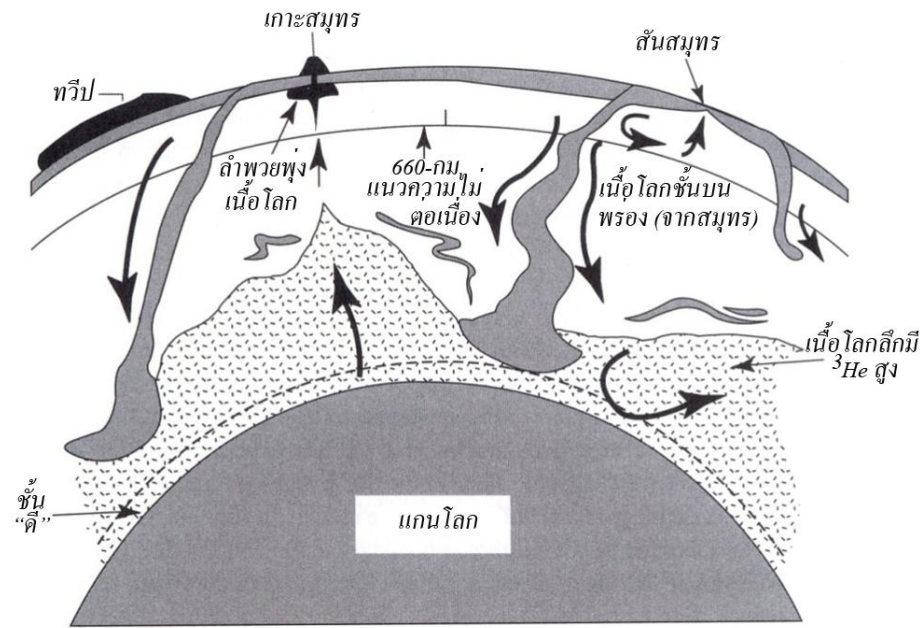




รูปที่ 16.27 สัดส่วนของไอโซโทปธาตุ Sm และ Nd เมื่อเทียบกับปริมาณ Nd ทั้งหมดในหินบะซอลต์มหาสมุทรยุคอาร์เคียนตอนปลายกับยุคปัจจุบัน (ดัดแปลงจาก Bichert-Toft & Albarede, 1994)



รูปที่ 16.28 การกระจายตัวของความเร็วคลื่นทุติยภูมิ โดยผ่านสันสมุทราใหญ่ๆ 3 สัน โดยที่ความเร็วที่น้อยกว่าก็คอยู่ที่ระดับดินๆเท่านั้น (Condie, 2005)



รูป 16.29 แบบจำลองการพา (convection model) ของโลก แสดงถึงแผ่นเปลือกโลกหนา เมื่อลึกลงไปในเนื้อโลกที่แตกต่างและแยกตัวจากแผ่นที่อยู่ในตอนบนและตอนกลางของเนื้อโลก การพวยพุ่งของเนื้อโลกอาจเกิดในชั้น “ดี” ระหว่างแกนโลกกับเนื้อโลก หรือจากส่วนบนของเนื้อโลกตอนล่าง (deep mantle) (ดัดแปลงจาก Kellogg และคณะ, 1999, Condie, 2005)

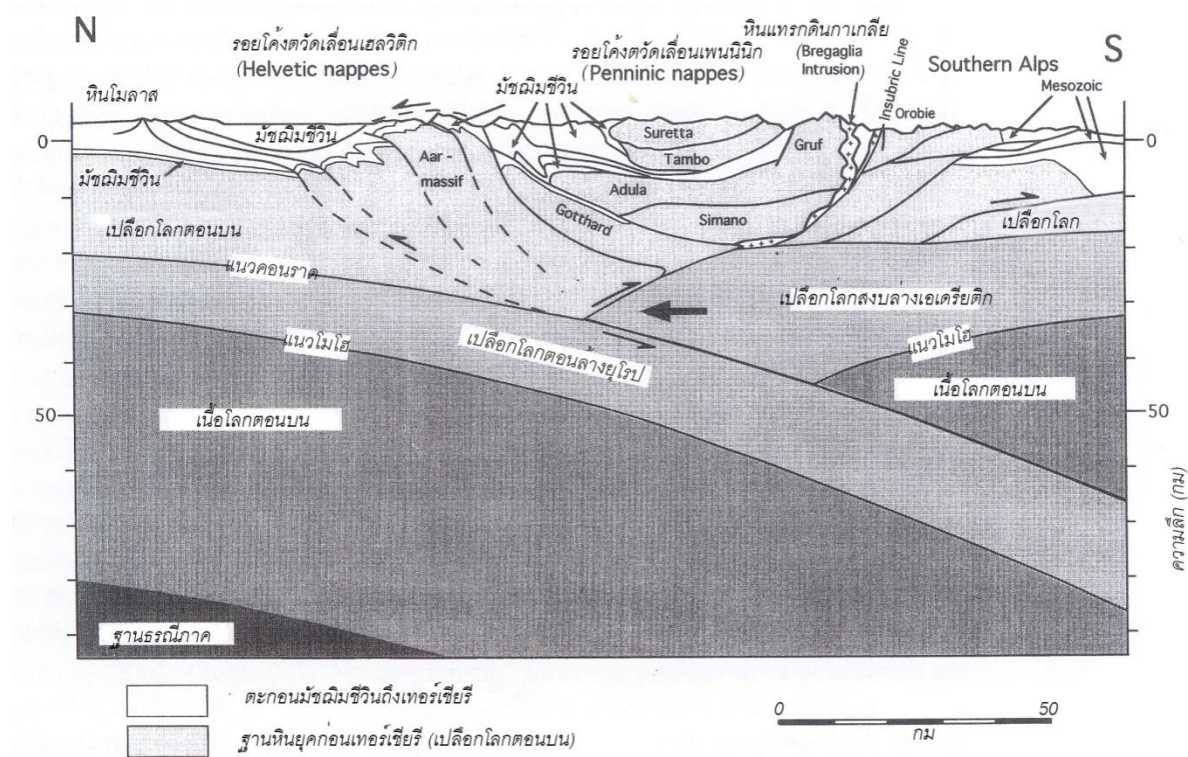
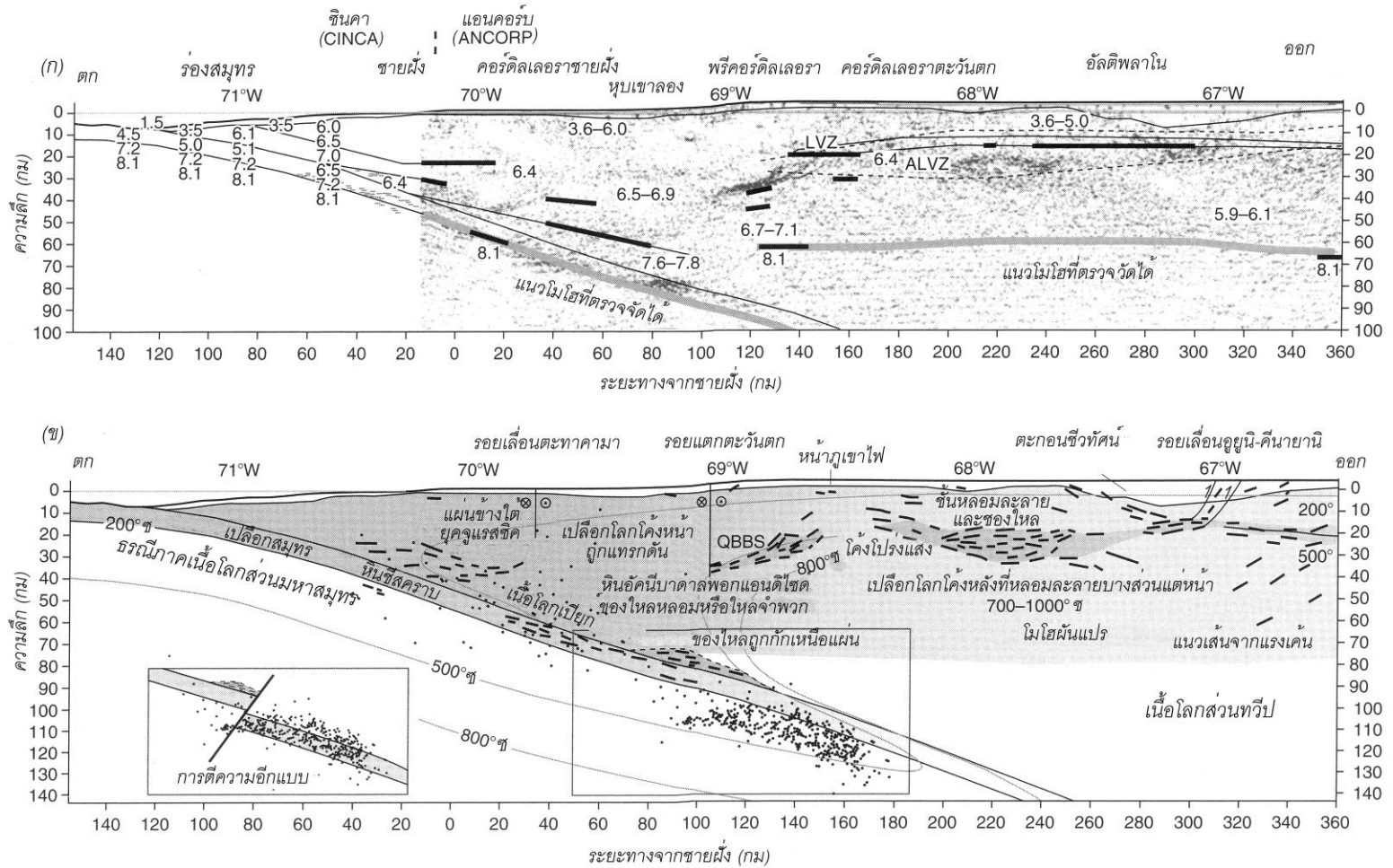
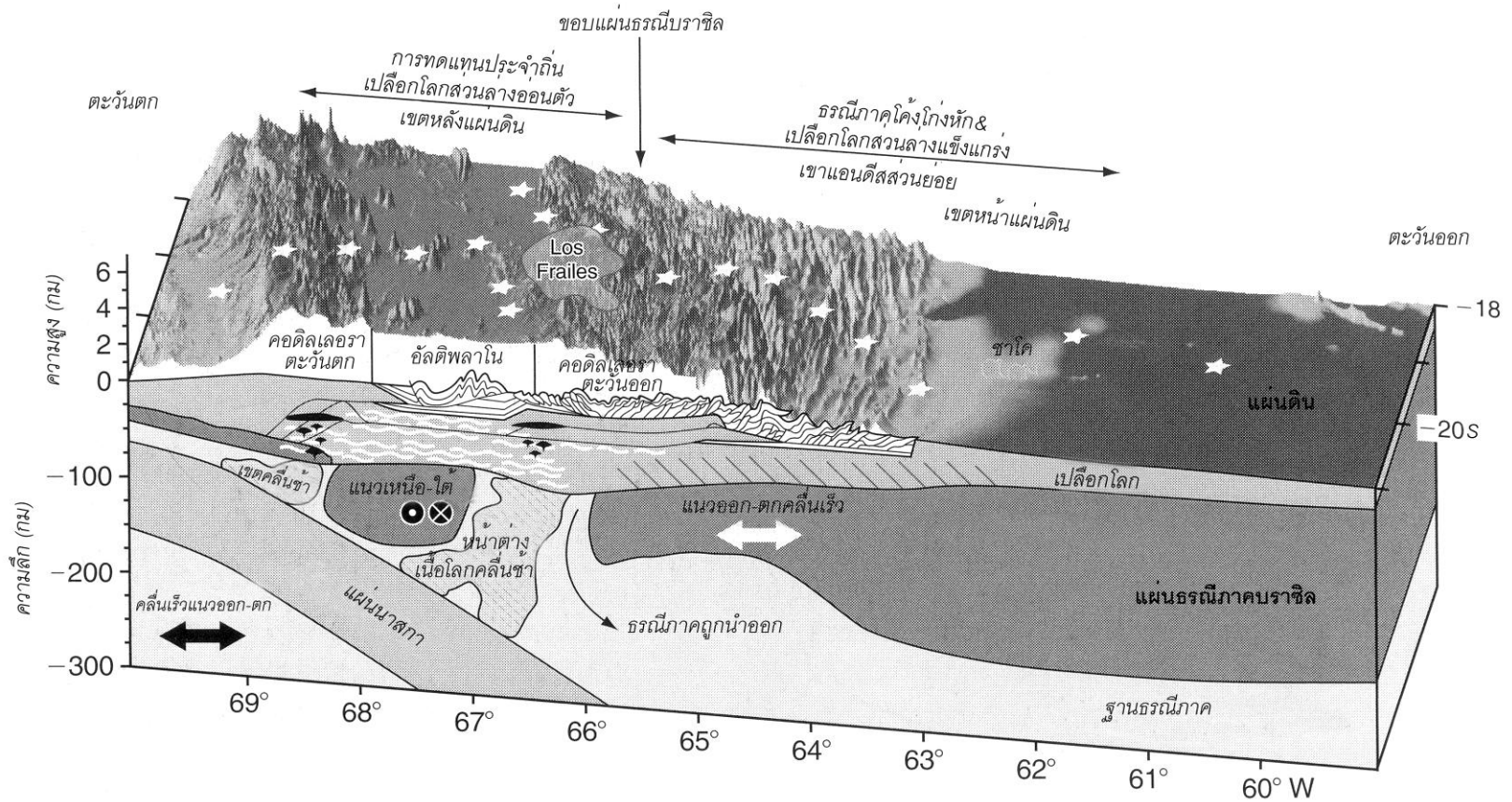


Fig.16.xx ภาพตัดขวางแสดงการแปรสัณฐานอย่างง่ายผ่านทางตะวันออกเทือกเขาแอลป์ ส่วนที่อยู่ใต้ดินของภาพตัดได้จากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (seismic reflection data)



รูป 16x.x ภาพตัดขวางแนวตะวันออก-ตะวันตกจากฝั่งด้านตะวันตกของทวีปอเมริกาใต้แสดงข้อมูลจากการสำรวจด้วยคลื่นไหวสะเทือน (ก) และผลการตีความหมาย (ข)



รูป 16.xxภาคตัดขวางแผ่นเปลือกโลกแถบตอนกลางเขาแอนดิสที่เส้นรุ้ง 18° - 20° ได้ แสดงถึงผลการตีความโครงสร้างใต้ดินของเปลือกโลกและเนื้อโลก (McQuarrie และคณะ, 2005) เขตความเร็วคลื่นปฐมภูมิสูงขึ้นในเนื้อโลกตอนบน (เทาเข้ม) และคลื่นช้ากว่า (เทาอ่อน) ที่คลื่นเป็นแนวสีขาวคือเขตความเร็วต่ำในเปลือกโลก