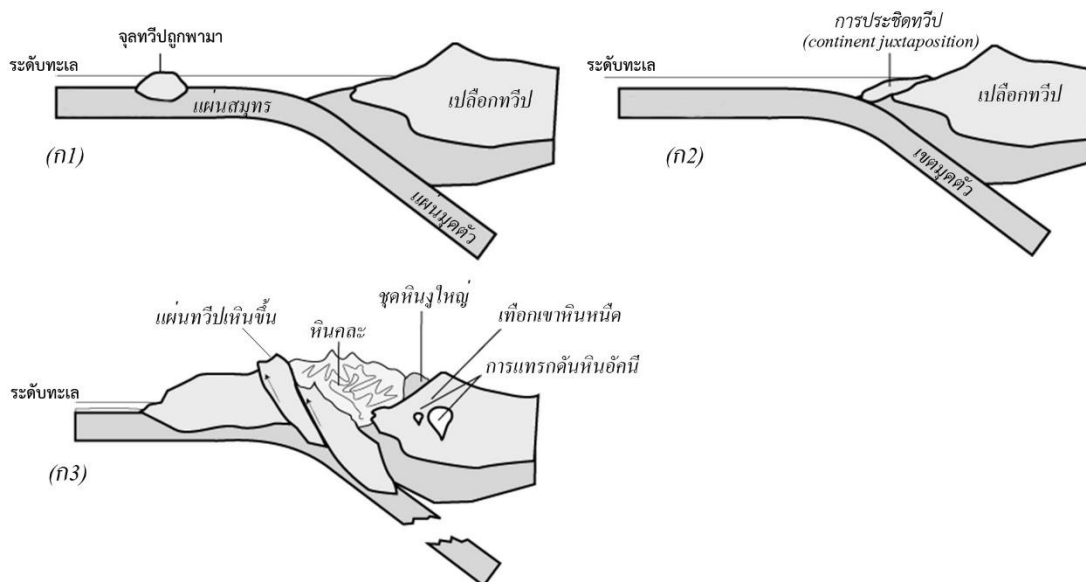


➤ 6.6 เทือกเขาหิมาลัย

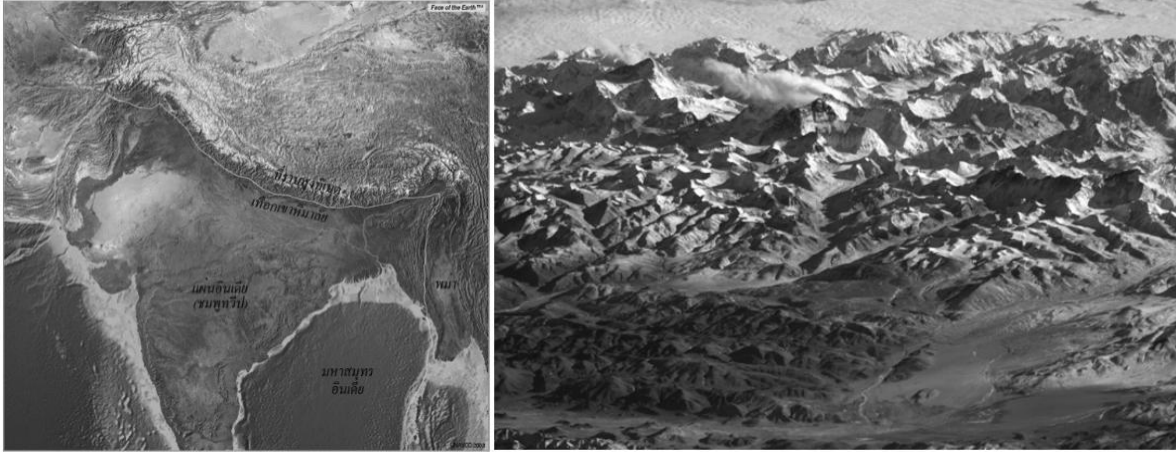
6.6.1 ลักษณะทั่วไป

เมื่อแผ่นสมุทรมุดตัวลงไปใต้แผ่นทวีปทำให้เกิดเทือกเขาแบบแอนดิส (Andean-type mountain range) (รูป 6.16ก-(ก1)) ตรงขอบทวีปได้ และถ้าหากว่าแผ่นมุดพาเอาจุลทวีป (microcontinent) หรือดินแดนเล็ก ๆ (micro-landmass) มาด้วย การมุดตัวและเกยขึ้นของแผ่นดำเนินต่อไป ก็จะเกิดการเคลื่อนเข้าหาและประชิดกัน (continent convergence & juxtaposition) ได้ในที่สุด (รูป 6.16ก-(ก2)) เนื่องจากแผ่นสมุทรมีความหนาแน่น หรือ ถ.พ. มากกว่าจึงจมตัวลงไปในฐานะทวีป และที่แผ่นทวีปที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าและหนากว่าจึงลอยตัวอยู่เหนือฐานธรณีภาคได้ และกันไม่ให้แผ่นสมุทรที่เคลื่อนเข้ามาแย่งร่องลึกชนกับแผ่นธรณีภาคที่เกยซ้อนอยู่ข้างบน (over-riding plate) ซึ่งในที่นี้คือแผ่นทวีป ผลก็คือแผ่นแทบจะหยุดเคลื่อนตัว และเริ่มเกิดเป็นเทือกเขาขึ้นได้ (รูป 6.16ก-(ก3)) ตัวอย่างที่ดีคือการเคลื่อนที่ของแผ่นชมพูทวีป หรือ แผ่นอินโด-ออสเตรเลีย (Indo-Australian plates, ดู Condie, 2005, Kearey และคณะ, 2009) เข้ามาหาแผ่นยูเรเชีย (Eurasia) ก่อนที่จะเกิดเป็นทวีปเอเชียอย่างสมบูรณ์ (รูป 6.16 ค)



(<http://www.geol.umd.edu/~jmerck/geol100/lectures/24.html>)

รูป 6.16ก. แผ่นสมุทรมุดตัวลงไปข้างใต้แผ่นทวีป (ก1) เมื่อแผ่นทวีปขนาดเล็กซึ่งถูกแผ่นสมุทรรนำพามาด้วยเข้าชนแผ่นทวีปอีกแผ่นที่ใหญ่กว่า (ก2) และถ้าแผ่นทวีปแผ่นหน้าวิ่งเข้ามาหาแผ่นทวีปอีกแผ่นที่ใหญ่มาก จนอาจทำให้เกิด (ก3) การแทรกดันของหินที่มุดตัวขึ้นมาใหม่เกิดเป็นหินคละ (mélange) และอาจเกิดการหลอมละลายของหินในแผ่นมุดตัว จนเกิดเป็นการแทรกดันของหินอัคนี และโครงสร้างหินที่อยู่ระหว่างแนวโค้งกับร่องสมุทร



(ซ้าย และขวา: <http://www.cliffshade.com/colorado/images/himalaya.gif>)

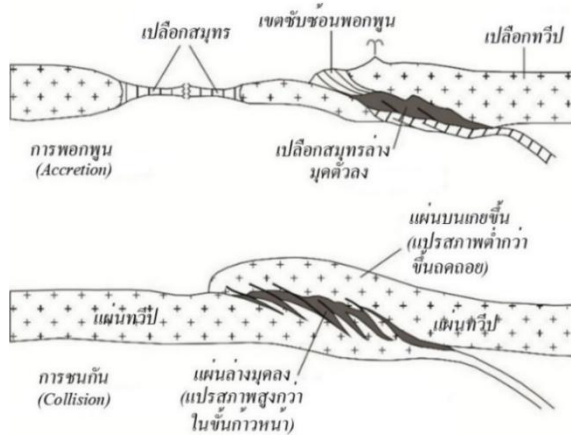
รูป 6.16ข. (ซ้าย) แผนที่เอเชียใต้ซึ่งแสดงถึงตะเข็บธรณี (geosuture) ที่เกิดจากการชนกันระหว่างแผ่นชนพืดทิเบตกับแผ่นเอเชีย (ขวา) ภาพเทือกเขาหิมาลัยที่ถ่ายด้วยมุมมองเฉียงไปทางทิศเหนือ



(ซ้าย: http://www.cliffshade.com/colorado/images/atlas_mtns.jpg)

ขวา: <http://www.cliffshade.com/colorado/images/italy.jpg>)

รูป 6.16ค. (ขวา) การชนกันระหว่างแผ่นยูเรเชียกับแผ่นแอฟริกา เมื่อ 70 ล้านปีที่แล้วจนเกิดเป็นเทือกเขาแอลป์ (Alps สีขาว ๆ) (ซ้าย) ส่วนทางทิศตะวันตกของเทือกเขาเกิดการโค้ง (folding) ที่เขาแอนติแอตลาส (Anti-Atlas) (ลูกศร) ในโมร็อกโก (Morocco)



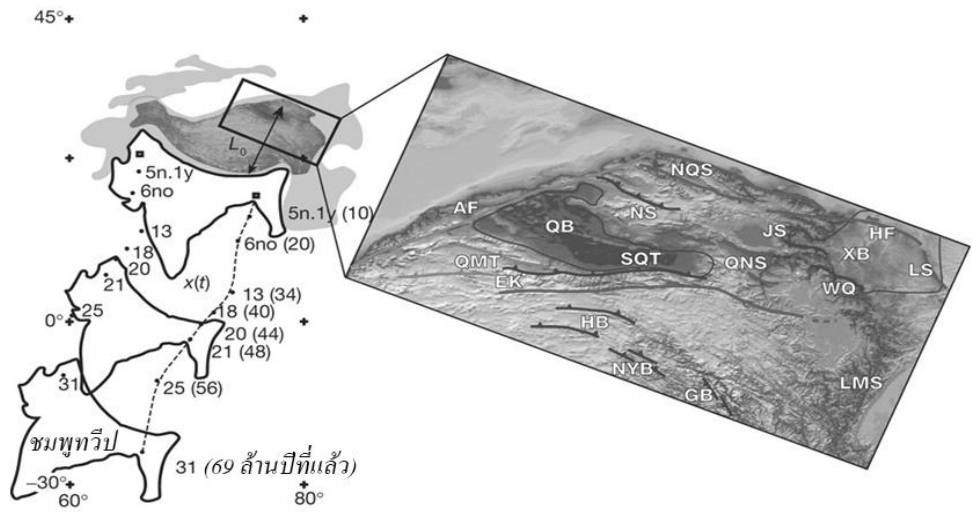
รูป 6.16ง. ภาพตัดขวางอย่างง่ายแสดงการเคลื่อนเข้าหากันของแผ่นทวีปซึ่งทำให้เกิด (บน) การเกิดลิ่มพอกพูน (accretionary wedge) และเปลือกสมุทรมุดตัวลงข้างใต้แผ่นทวีป (ล่าง) การชนกันระหว่างทวีปกับทวีป (continental collision)

(<http://www.intechopen.com/books/tectonics-recent-advances/was-the-precambrian-basement-of-western-troms-and-lofoten-vesteralen-in-northern-norway-linked-to-th>)

โดยทั่วไปเรามักเรียกแนวบนผิวโลกที่แผ่นทวีปชนกันว่า *ตะเข็บธรณี (geosuture)* หรือเรียกสั้น ๆ ว่า *“ตะเข็บ” (suture)* ดังนั้นตะเข็บจึงยังคงเก็บรักษาชิ้นส่วนของแผ่นสมุทรเอาไว้ ซึ่งเมื่อก่อนก็ คือ ผืนท้องทะเลขนาดใหญ่ที่ปัจจุบันปิดไปแล้วนั่นเอง และเราเรียกชิ้นส่วนของแผ่นสมุทรที่เหลือค้างอยู่หลังจากเกิดการชนกันว่า *ชุดหินงูใหญ่* หรือ *ชุดโอฟีโอไลต์ (ophiolite suite)* ซึ่งชุดหินดังกล่าวนี้โผล่ให้เห็นจากการเลื่อนย้อนขึ้น (upthrusting) เป็นส่วนใหญ่

เทือกเขาหิมาลัย (รูป 6.17(ก)และ(ข)) แสดงถึงบรรพตสังสรณ์ที่เกิดจากทวีปชนทวีป (continent-continent collision) ที่มีอายุอ่อนที่สุด ซึ่งการมุดตัวนี้เริ่มตั้งแต่ต้น ๆ ช่วงอายุเทอร์เชียรีหรือยุคพาลีโอจีน แต่บรรพตสังสรณ์ที่เก่าแก่กว่าและเกิดจากกระบวนการชนกันของทวีปนี้ ได้แก่ บรรพตสังสรณ์ แอปพาเลเชียน (Appalachian Orogeny) บรรพตสังสรณ์คาลิโดเนียน (Caledonian Orogeny) บรรพตสังสรณ์แอลป์ (Alpine Orogeny) และบรรพตสังสรณ์ยูรัล (Ural Orogeny) และเนื่องจากบรรพตสังสรณ์หิมาลัย เป็นแนวเทือกเขาเกิดใหม่จึงเก็บรักษาข้อมูลทางธรณีวิทยาไว้มากกว่า ทำให้เหมาะแก่การนำมาอธิบายในที่นี้





(บนซ้าย: <http://news.softpedia.com/news/A-Chunk-of-India-and-Asia-Found-Under-Tibet-46626.shtml1>
 บนขวา: <http://www.aninews.in/newsdetail9/story100712/how-collision-between-india-and-eurasia-formed-tibetan-plateau.html>)

รูป 6.17. (ก) การเคลื่อนไปทางเหนือของแผ่นชมพูทวีป ซึ่งสอดคล้องกับการก่อตัวของเอเชียตั้งแต่ 71 ล้านปีจนถึงปัจจุบัน (บนซ้าย) จนในที่สุดเกิดเป็นเทือกเขาหิมาลัย (บนขวา) (Molnar และ Tapponnier, 1975) (ข) การเคลื่อนตัวไปทางเหนือของแผ่นชมพูทวีป (Indian plate) ซึ่งประกอบด้วยอินเดียและศรีลังกาโบราณตั้งแต่ 71 ล้านปีมาประชิด (juxtaposed) กับแผ่นยูเรเชีย หลังจาก 30 ล้านปี และเมื่อผนวกกับแผ่นยูเรเชียซึ่งมีจุดทวีปและแผ่นเล็กอยู่แล้วทำให้พัฒนาเป็นหรือก่อตัวเป็นทวีปเอเชียในยุคปัจจุบัน (Molnar และ Tapponnier, 1975)

ปัจจุบันยังคงมีหลายความคิดที่เสนอขึ้นมาเพื่ออธิบายการชนกันแบบทวีปชนทวีป ซึ่งส่วนใหญ่อาศัยข้อมูลการศึกษาวิเคราะห์ทางธรณีวิทยาภาคสนามและข้อมูลธรณีฟิสิกส์จากใต้ดิน สำหรับแบบจำลองวิวัฒนาการของเทือกเขาหิมาลัยที่เป็นที่ยอมรับในตอนแรก ๆ ของการคิดค้นเรื่องการแปรสัณฐานเปลือกโลก ได้แก่ ผลงานของ Powell และ Conaghan (1975) และถัดมาได้แก่ ผลงานของ Tapponnier และคณะ (1982) Besse และ Courtillot (1988) จนมาถึงปัจจุบันคือ งานของ Hodges (2000) Tapponnier และคณะ (2001) Liu และ Yang (2003) และ Beaumont และคณะ (2004)

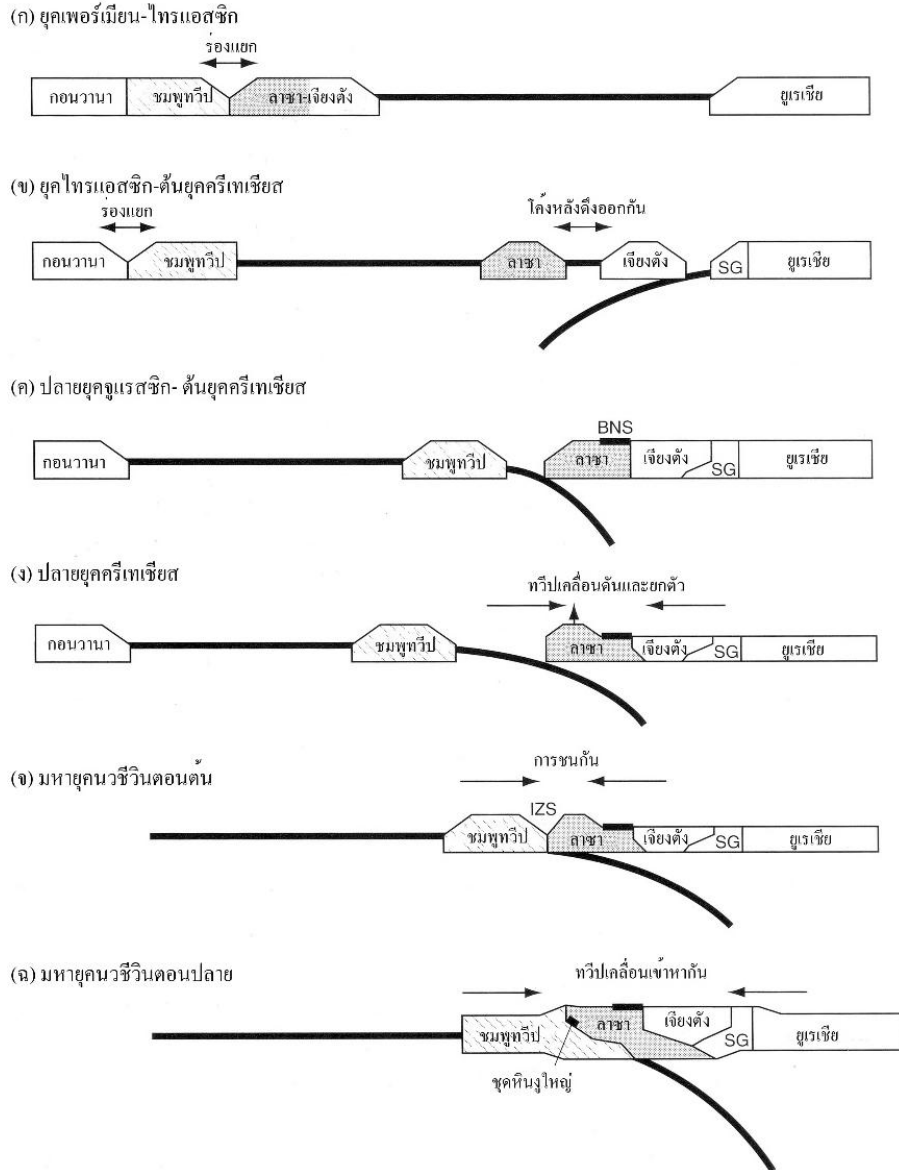
6.6.2 สภาพธรณีวิทยาของเทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบต

เทือกเขาหิมาลัยยาวประมาณ 3,000 กม จากอัฟกานิสถานทางตะวันตกไปจนถึงพม่า (หรือเมียนมาร์) ทางทิศตะวันออก และกว้างถึง 250 – 350 กม โดยเป็นผลจากการเคลื่อนที่ของแผ่นอินเดียจากซีกโลกใต้มาชนกับแผ่นยูเรเชียตั้งแต่เมื่อ 71 ล้านปีมาแล้ว (รูป 6.17 และรูป 6.18) โดยมีหน่วยหินและหน่วยแปรสัณฐานหลากหลายวางตัว (เกือบ) ขนานกับแนวเขาซึ่งอยู่ประมาณตะวันออก-ตะวันตกลักษณะและสภาพธรณีวิทยาได้แสดงไว้ในรูป 6.19 ซึ่งดัดแปลงจาก Molnar (1984) , Windley (1985) และ Hodges (2000) และ Kearey และคณะ (2009) โดยสภาพทั่วไปแสดงหลักฐานเกี่ยวกับชุดหินงูใหญ่ ขอบทวีปสลดit เกาะโค้ง และแนวแกรนิตแบบแอนดิส รูป 6.20 แสดงถึงภาพตัดขวางอย่างง่ายในแนวเหนือใต้ของเทือกเขาหิมาลัย ทำให้เห็นการลำดับชั้นและโครงสร้างที่สำคัญ เทือกเขาหิมาลัยได้ยกตัวขึ้นอย่างต่อเนื่องในอัตราประมาณ 0.5 ถึง

4 มม. ต่อปี แต่ขณะเดียวกันก็เกิดการกัดกร่อนอย่างรวดเร็ว และเป็นตะกอนสะสมตัวในบริเวณที่ลาดต่ำทางตอนใต้

โดยทั่วไปเทือกเขาหิมาลัยประกอบด้วยแผ่นหินดันเลื่อนย้อน (thrust slices) ขนาดใหญ่ซึ่งวางตัวซับซ้อน 3 แผ่น ซึ่งภายในมีรอยโค้งและรอยเลื่อนมากมาย แผ่นหินและมวลหินเหล่านี้แยกจากกันโดยรอยเลื่อนขนาดใหญ่ 4 รอย (ดูรูป 6.19) รอยเลื่อนย้อนเหล่านี้ครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 250 – 350 กม หลังจากปรับให้หินที่มีระยะทางยาว 750 ถึง 1,000 กม ที่ได้จากการหดเย็นเปลือกโลกจากการที่แผ่นชมพูทวีปมาชนเอเชีย (DeCelles และคณะ, 1998) ตรรกฐานแผ่นหินเป็นรอยเลื่อนย้อนที่อยู่ใต้ดินที่เรียกว่า *รอยเลื่อนย้อนหลักด้านหน้า* (Main Frontal Thrust หรือ MFT) (รูป 6.21) วางตัวในภูมิภาคส่วนหน้าของเทือกเขา (Wesnousky และคณะ, 1999) ซึ่งรอยเลื่อนนี้จัดเป็นรอยเลื่อนอายุน้อยที่สุดแต่มีพลังมากที่สุดของเทือกเขาหิมาลัย รอยเลื่อนนี้นำพาหินของเทือกเขาหิมาลัยไปทางใต้สู่แอ่งตะกอนหน้าแผ่นดินที่เรียกว่า *แอ่งหน้าแผ่นดินคงคา* (Ganga foreland basin) แอ่งนี้ประกอบด้วยตะกอนบกที่หนาถึง 5 กม และมีอายุตั้งแต่อนุยุคไมโอซีนถึงพาลีโอซีน ที่วางตัวอยู่ใต้ตะกอนแม่น้ำ (DeCelles และคณะ, 2001) ทางตอนเหนือของแอ่งที่ทำให้เกิดเป็นดินเขาหิมาลัย มีความกว้างตั้งแต่ 10 ถึง 25 กม และทำให้เกิดสภาพภูมิศาสตร์หลักที่เรียกว่า *เขตกึ่งหิมาลัย* (Sub-Himalaya)

จากรอยเลื่อนหลักหน้าเขาขึ้นไปทางตอนเหนือ พบรอยเลื่อนอีกรอย เรียกว่า *รอยเลื่อนติดขอบหลัก* (Main Boundary Fault หรือ MBT) (ดูรูป 6.19) ซึ่งมีระนาบเอียงเทไปทางเหนือด้วยมุมต่ำ (ดูรูป 6.21)

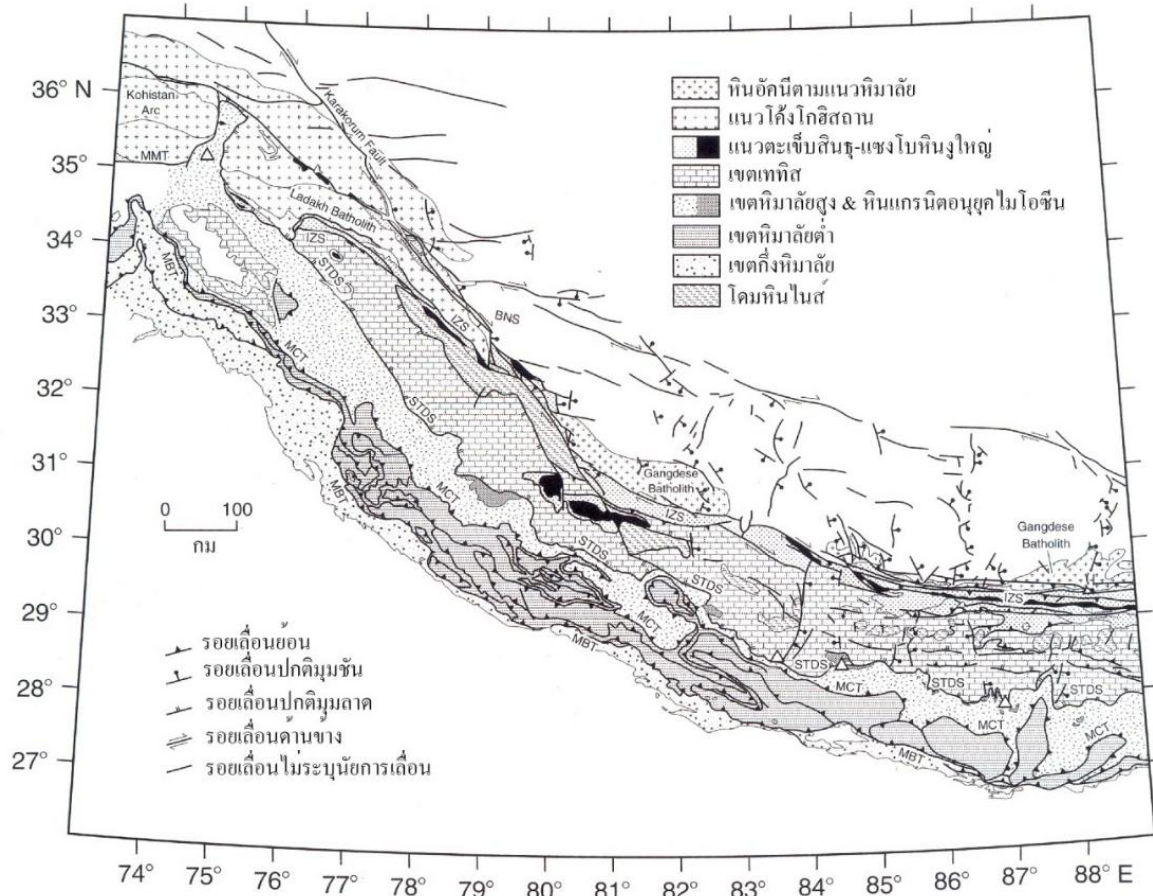


รูป 6.18. ภาพวาดอย่างง่ายแสดงลำดับเหตุการณ์ในการวิวัฒนาการของการเกิดหิมาลัย-ทิเบต (Haines และคณะ, 2003) โดยที่ SG = ตะเข็บสงพาน-กางสี (Songpan-Gawzi suture) BNS = ตะเข็บบางกอง-หนูเจียง (Bangong-Nujiang suture) และ IZS = ตะเข็บสินธุ-แซงโบ (Indus-Zangbo)

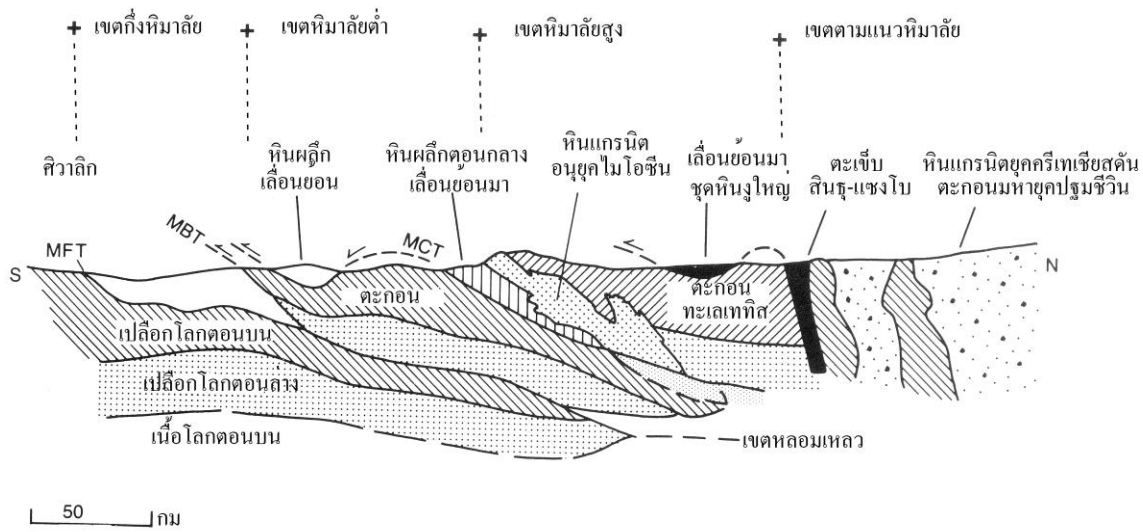
เริ่มต้นเคลื่อนที่มาตั้งแต่ปลายอนุยุคไมโอซีนจนถึงไพลโอซีน และดูเหมือนหมดพลังไปแล้วตั้งแต่อนุยุคไพลสโนซีน (Hodges, 2000) แต่ ร อ ย เ ลี อ น นี้

แบกรับเอาหินตะกอนและหินตะกอนแปร (metasediments) ตั้งแต่มหายุคฐานชีวิติน (พรีแคมเบรียน) จนถึงมหายุคมีซิมชีวิตินของเขตหิมาลัยต่ำ (Lesser Himalaya หรือ Lower Himalaya) ซึ่งอยู่บนเขตกึ่งหิมาลัยทางใต้ เขตหิมาลัยต่ำนี้ประกอบด้วยพื้นที่ความสูงระหว่าง 1,500 ถึง 3,000 เมตร ตั้งแต่เหนือเขตหิมาลัยต่ำเป็นต้นไป มักพบหินไนส์ชั้นสูงและหินแกรนิตในเขตหิมาลัยสูง (Higher หรือ Greater Himalaya) ซึ่งถูกทำให้เคลื่อนไปทาง

ใต้ด้วยรอยเลื่อนใหญ่ที่ชื่อ รอยเลื่อนย้อนแนวกลางหลัก (Main Central Thrust หรือ MCT, รูป 6.19) (DeCelles และคณะ, 2001) เนื่องจากรอยเลื่อนนี้ทำให้หินเปลือกโลกหดย่นและสั้นลงอย่างมากในช่วงต้นอนุยุคไมโอซีนและไพลโอซีนจึงทำให้ Hodges (2000) เชื่อว่าในปัจจุบันรอยเลื่อนย้อนแนวกลางหลักกลางนี้หมดพลังไปแล้ว



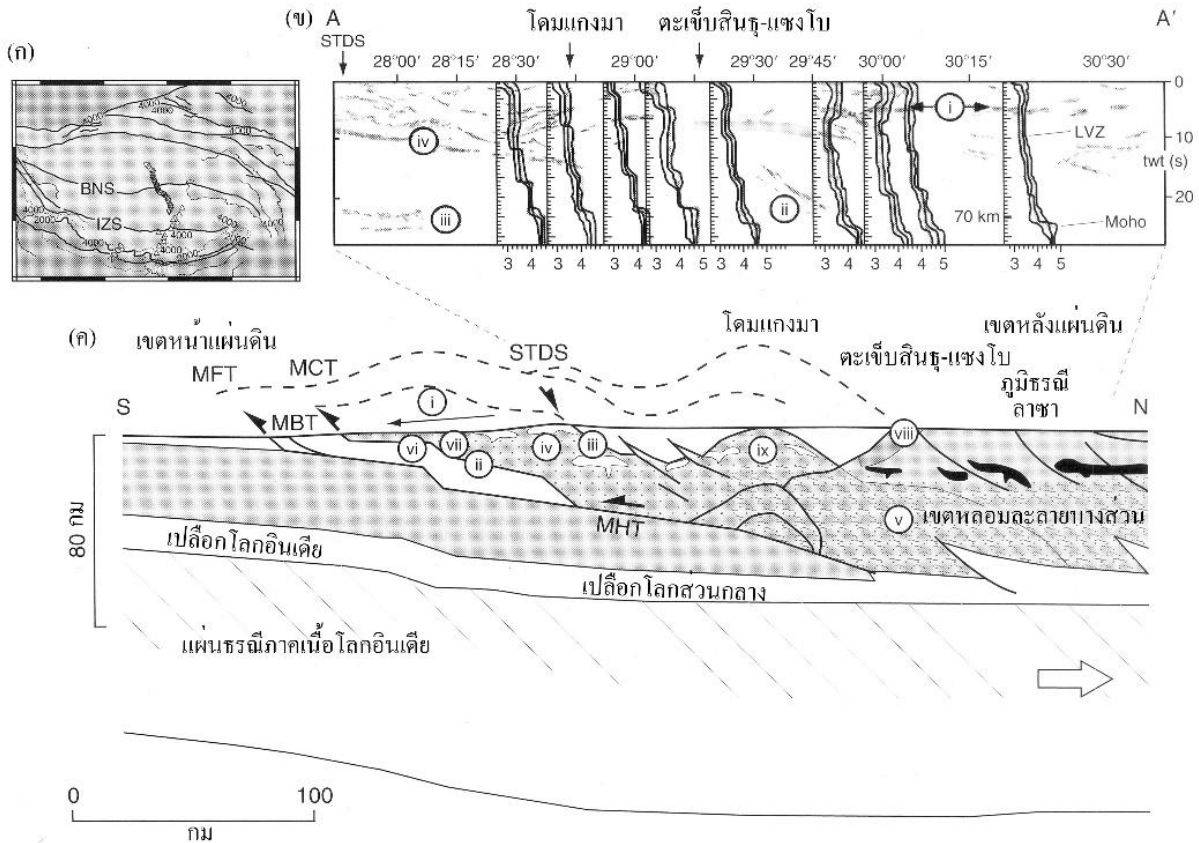
รูป 6.19. แผนที่ธรณีวิทยาของเทือกเขาหิมาลัย แสดงการกระจายตัวของแนวหินอัคนีบาดาลตามยาว (transhimalayan batholith) แนวโค้งโกฮิสถาน (Kohistan arc) แนวตะเข็บสินธุ-แซงโบ (Indus-Zangbo suture/ophiolite) เขตทะเลเททิส (Tethys zone) เขตหิมาลัยสูง (Higher Himalaya) และหินแกรนิตขาวไมโอซีน (Miocene leucogranite) เขตหิมาลัยต่ำ (Lower Himalaya) เขตกึ่งหิมาลัย (Sub-Himalaya) และโดมหินไนส์ (Gneiss Dome) (Hodges, 2000)



รูป 6.20. ภาพตัดขวางผ่านกลางเทือกเขาหิมาลัยตั้งแต่เขตกึ่งหิมาลัย (sub-Himalaya) (Windley, 1983)

เขตหิมาลัยสูงอยู่ที่ระดับความสูง 8,000 เมตร เป็นต้นไป ประกอบด้วยหินไนส์มหายุคฐานชีวิตที่วางตัวอยู่ใต้ชั้นหินตะกอนทะเลเททิสที่หดตัวสั้นลงเพราะอิทธิพลของรอยเลื่อนย้อนไปทางใต้เป็นระยะทางมากกว่า 100 กม และหินพวกนี้รวมถึงหินแปรชั้นสูงจำพวกมิกมาไทต์และแอมฟิโบลด์ที่ถูกแทรกดันด้วยหินแกรนิตขาว (leucogranite) ที่มีอายุในอนุยุคไมโอซีน (Searle และคณะ, 1955) หินแกรนิตขาวและมิกมาไทต์นี้เกิดจากการหลอมละลายบางส่วนในชั้นเปลือกโลกส่วนล่างใต้ทิเบต (Le Fort และคณะ, 1987) แต่ไม่พบหินชนิดนี้เลยในเขตหิมาลัยสูง

อายุรอยเลื่อนย้อนภายในเทือกเขาหิมาลัยที่ลดลงอย่างต่อเนื่องจากเหนือไปใต้ ทำให้เกิดระบบรอยโค้งหรือรอยคดโค้ง*และรอยเลื่อนหน้าแผ่นดิน (fold และ thrust foreland) ได้ชัดเจน ณ ที่ระดับลึกรอยเลื่อนย้อนแต่ละอันจะลู่เข้าหากันเรียกว่า รอยเลื่อนลู่เข้า (decollement) ซึ่งในแถบเทือกเขาหิมาลัยมักเรียกว่ารอยเลื่อนย้อนหิมาลัยหลัก (Main Himalaya Thrust หรือ MHT) (ดูรูป 6.21(ก)) ผลการสำรวจข้อมูลด้วยคลื่นไหวสะเทือนของ Nelson และคณะ (1991) แสดงว่ารอยเลื่อนหลักหิมาลัยนี้เริ่มจากใต้เขตหิมาลัยสูงและหายไประยะทางใต้ของทิเบตที่มีหินหลอมละลายปรากฏ



รูป 6.21. (ก) แผนที่แสดงตำแหน่งของเขต INDEPTH (Xi และคณะ, 2001) (ดูรายละเอียดในเนื้อเรื่อง) (ข) ส่วนประกอบข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนของเขต INDEPTH ประกอบด้วยคลื่นทุติยภูมิ (ค) ผลการแปลข้อมูลภาพตัดขวางทางตอนกลางหิมาลัยและทิเบตใต้ (Beaumont และคณะ, 2004)

อาจกล่าวได้ว่าระบบรอยเลื่อนปกติเป็นตัวปิดกั้นส่วนบนของชุดรอยเลื่อนย้อนและเป็นเขตการสะท้อนความเร็วคลื่นต่ำ และทำให้เกิดระบบรอยเลื่อนปกติโค้งลึก หรือรอยเลื่อนตีแทชเมน หรือรอยเลื่อนถึงหินฐาน (*detached fault*) (Burchfiel และคณะ, 1992) ซึ่งรอยเลื่อนปกติโค้งลึกนี้มีมีระยะยาวที่เอียงเทเล็กน้อยถึงปานกลางไปทางเหนือและแยกหินไนส์และหินแปรชั้นสูงของเขตหิมาลัยสูงออกจากหินตะกอนทะเลเททิสอายุยุคแคมเบรียนถึงอนุยุคโอซิน (ดูรูป 6.19) ซึ่งหินเททิสนี้สะสมตัวบริเวณขอบทวีปสถิติทางตอนเหนือของแผ่นอินเดียก่อนชนกับแผ่นยูเรเชีย ฐานรอยเลื่อนนี้ก่อให้เกิดการเลื่อนตัวปกติเป็นระยะ 35 - 40 กม. ไปทางเหนือในช่วงอนุยุคไมโอซีนและอาจถึงไพลโอซีน Hodges (2000) เชื่อว่ารอยเลื่อนปกติโค้งลึกนี้น่าจะเกิดพร้อมกับการเลื่อนตัวของรอยเลื่อนย้อนกลางหลัก (MCT) หินตะกอนทะเลเททิสในผนังส่วนหัวหรือหินเพดาน* (*hanging wall*) ของรอยเลื่อนมักถูกตัดหรือเลื่อนจากกันด้วยรอยเลื่อนแขนง (*splay fault*) ซึ่งมีระยะเคลื่อนไถลเคียงกับส่วนฐานของรอยเลื่อนปกติโค้งลึก

ข้างใต้เขตตะกอนทะเลเททิสมักปรากฏกลุ่มหินแปรที่เรียกว่า โดมหินไนส์ (*gneiss dome*) ที่มีการศึกษากันมากคือโดมกังมาร์ (*Kangmar Dome*) ซึ่งแสดงถึงประทุนที่แกนกลางเป็นหินแปรชั้นสูงมหายุคบรมชีวินที่ถูก

ล้อมรอบด้วยหินแปรชั้นต่ำกว่าในยุคคาร์บอนิเฟอรัส-ไทรแอสซิก (Burg และคณะ, 1984) หินไนส์เหล่านี้ในบาง
โดมยังคงแสดงการแปรสภาพ หินไนส์เหล่านี้ในบางโดมยังคงแสดงการแปรสภาพชั้นเอโคลไจต์ที่ถูกแปรสภาพ
ซ้อนทับ (overprinted) ด้วยชั้นแอมฟิโบลต์ นอกจากนี้โดมเหล่านี้ยังถูกตัดด้วยรอยเลื่อนปกติ ซึ่งแสดงลักษณะ
คล้ายกับแถบหินแปรซับซ้อนในภาคตะวันตกเฉียงใต้ของอเมริกาที่เกิดจากการดึงออก ที่ตอนเหนือของเขตตะกอน
ทะเลเททิสพบตะเข็บธรณีที่เรียกว่า ตะเข็บสินธุ-แซงโบ (*Indus-Zangbo suture*) ซึ่งเป็นตะเข็บหรือรอยต่อ
ระหว่างหินแผ่นชมพูทวีป (หรือแผ่นอินเดีย) กับหินมหายุคพรีแคมบริอิก-เมโซแคมบริอิกของแผ่นลาซา (*Laza plate*)
ดังนั้นภายในรอยต่อนี้จึงประกอบด้วยหินที่มาจากทั้งแผ่นชมพูทวีปและแผ่นยูเรเชีย และยังมีชุดหินงูใหญ่และหิน
ชี

ส

ต์

สีน้ำเงินจากทะเลเททิสโบราณด้วย ซึ่งชุดหินงูใหญ่นี้มักไม่ต่อเนื่องนัก และบางแห่งถูกแทนที่ด้วยตะกอนที่มาจาก
โค้งหน้า ชั้นหินและชุดหินเหล่านี้จึงมักเปลี่ยนลักษณะไปเนื่องจากรอยเลื่อนย้อนและรอยเลื่อนหล่อมข้ามที่เอียงเท
ไปทางใต้ ทางตอนเหนือของรอยตะเข็บหินมหายุคพรีแคมบริอิก-เมโซแคมบริอิกที่ทำให้เกิดพื้นที่ทางใต้ของทิเบต มักถูก
แทรกดันด้วยหินอัคนีบาดาลคงคา (*Gangdese batholith*) ยุคครีเทเชียส-อนุยุคโอไอซินในเขตขวางหิมาลัย
(*Trans-Himalayan zone*) (รูป 6.19) มวลหินอัคนีบาดาลนี้เกิดขึ้นตามขอบการเคลื่อนที่เข้าหากันของแผ่น
สมุทร-ทวีป เพื่อตอบสนองต่อการมุดตัวของแผ่นสมุทรเททิสลงไปข้างใต้แผ่นยูเรเชียก่อนเกิดการชนกันของทวีป
ต่อทวีป (รูป 6.18(ค)และ(ง)) แนวโค้งเกาะ (ภูเขาไฟ) ทางหิมาลัยตะวันตก เกิดภายในแผ่นสมุทรเททิสในช่วง
กลางยุคครีเทเชียส และทำให้เกิดตะเข็บธรณีที่เรียกตะเข็บบางอง-นุเจียง (*Bangong-Nujiang suture*) ซึ่งแยก
แนวโค้งเกาะนี้ออกจากมวลหินอัคนีบาดาลคาราโกรัม (*Karakoram Batholith*) ของตอนเหนือ (รูป 6.19)

ทางเหนือของตะเข็บสินธุ-แซงโบ การดึงออกในแนวตะวันออก-ตะวันตก ที่ทำให้เกิดรอยเลื่อนปกติที่ดูจะ
เด่นมาก ผลทำให้เกิดแอ่งดึงออก (*pull-apart basin*) หรือ แอ่งร่องแยกอายูอ่อน (*young-rift basins*) ที่วางตัว
ในแนวเหนือ-ใต้ ซึ่งแอ่งตะกอนเหล่านี้เก็บสภาพการดึงออกให้มีขนาดประมาณ 70 – 80 กิโลเมตร โดยการมี
ตะกอนเม็ดกรวดที่เกิดในอนุยุคโพลีโอซีน (หรืออ่อนกว่า) และบางท่านคิดว่าการสะสมตัวน่าจะเกิดมาตั้งแต่อนุยุค
ไมโอซีน บางแอ่งก็สัมพันธ์กับรอยเลื่อนด้านข้างใหญ่ ๆ เช่น รอยเลื่อนเจียลี่ (*Jializ Fault*) ซึ่ง Kearey และคณะ
(2009) เชื่อว่าน่าจะเป็นตัวการทำให้เกิดแอ่งดึงออก ข้อมูลการหาอายุและข้อมูลที่กล่าวมาข้างบนทำให้เชื่อว่าการ
ดึงออกด้านข้างในแนวตะวันออก-ตะวันตกน่าจะมีอายุน้อยกว่าระบบรอยเลื่อนปกติโค้งลึกทิเบตใต้ (Harrison และ
ค

ณ

ะ

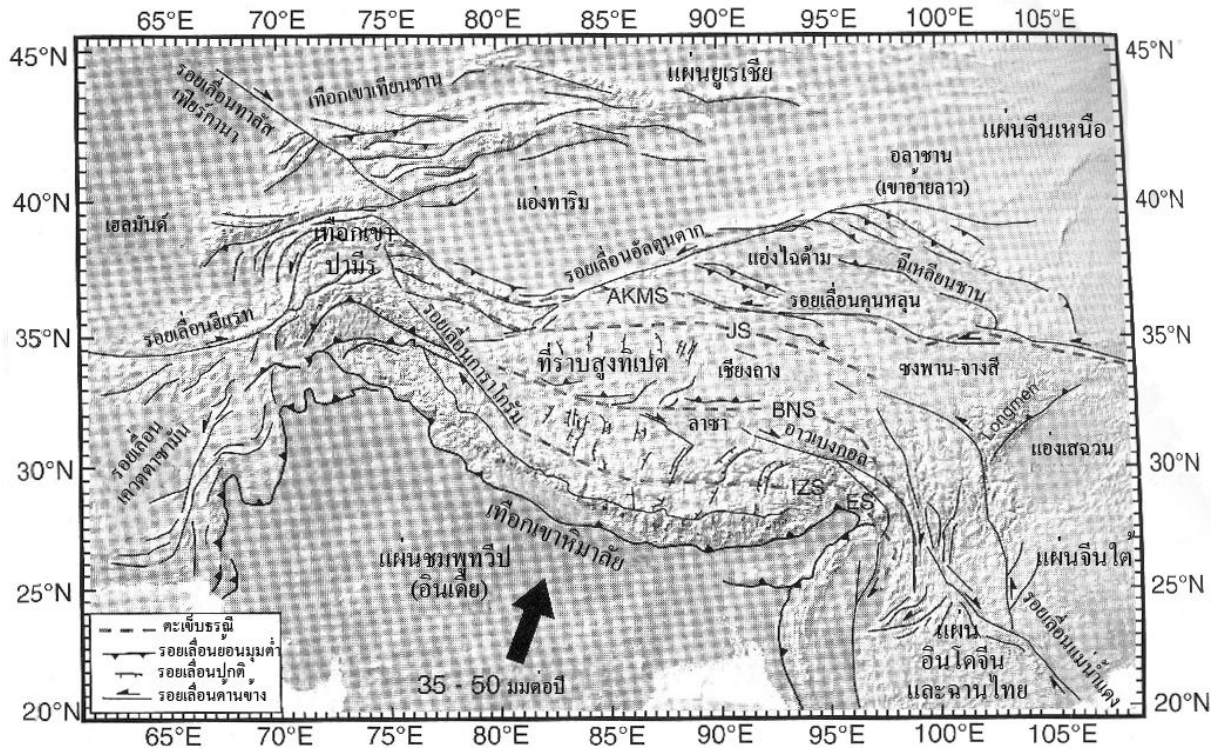
1995) นอกจากนี้ Chung และคณะ (2005) ได้รายงานว่าหินหนืดมหายุคพรีแคมบริอิกตอนปลายก็เกิดขึ้นทางใต้และ
ตอนกลางของทิเบตด้วย

พื้นที่ระหว่างตะเข็บบางอง-นุเจียง และแอ่งไควดาม (*Qaidam Basin*) (รูป 6.22) ประกอบด้วยเขตรอย
โค้ง-รอยเลื่อนใหญ่ 3 เขตในช่วงปลายมหายุคพรีแคมบริอิก โดยสัมพันธ์กับการเกิดแอ่งตะกอนหน้าแผ่นดิน (*foreland
basin*) (Yin และ Harrison, 2000) แม้การหดตัวอย่างต่อเนื่องที่เกิดร่วมกับโครงสร้างพวกนี้ดูจะไม่เด่นชัด แต่ก็

เชื่อกันว่าน่าจะมีระยะทางร้อย ๆ กิโลเมตร (Kearey และคณะ, 2009) ทางขอบตอนเหนือของทิเบตมีการเปลี่ยนแปลงลักษณะมีทั้งที่เป็นรอยโค้งและรอยเลื่อนปนกับรอยเลื่อนย้อนหรือรอยเลื่อนด้านข้าง (ดูรูป 6.22) ซึ่งคือรอยเลื่อนอัลตินตัก (Altyn Tak Fault) และรอยเลื่อนคุนหลุน (Kunlun Fault) ทำให้เกิดการเคลื่อนตัวแบบซ้ายเข้าตามแนวรอยเลื่อนอัลตินตัก และทำให้เกิดการหดย่นเป็นระยะทาง 270 กม ในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ โดยเฉพาะแถบเขาฉีเหลียนหรือฉีเหลียนซาน (Qilian Shan) ด้วยเหตุนี้ Burchfiel (2004) จึงเชื่อว่าทางตะวันออกและตะวันออกเฉียงใต้ไกลจากเขานี้ทิศการหดย่นเปลี่ยนไปเป็นตะวันออก-ตก เมื่อแรงการเคลื่อนที่ตามทิศนี้ถ่ายทอดให้กับรอยเลื่อนย้อนแนวเหนือ-ใต้ที่มีพลังในแถบเทือกเขาหลงเมน (Longmen Shan) ซึ่งเทือกเขานี้หดย่นจนมีระดับที่สูงกว่า 6 กม เหนือแอ่งเสฉวนที่แทบไม่เปลี่ยนแปลงลักษณะเลยและเหมือนแอ่งโคราชของไทย (Charusiri และคณะ, 2008) กลายเป็นภูมิภาคสูงชันที่สุดของที่ราบสูงทิเบต ทางตอนใต้ของแอ่งเสฉวนมีรอยเลื่อนเหลื่อมข้างมากมาย เช่น รอยเลื่อนเจียลี่ และรอยเลื่อนเซียงชู่ยี่ (Jiali & Xianshuihe Faults) ซึ่งเป็นรอยเลื่อนที่โค้งชัดเจน และทำให้เกิดการหมุนตามเข็มนาฬิการอบทิวเขาล้อมตะวันออกเมื่อรอยเลื่อนลงมาที่แผ่นจีนใต้ (South China Block) (ดู Wang และคณะ, 1998) ทางตอนเหนือของทิเบต การหดย่นในปัจจุบันเกิดอยู่ในเขาเทียนซาน (Tien Shan) และเทือกเขาอัลไต (Altai Range) ตอนเหนือของจีนและใต้ของมองโกเลีย ซึ่งการเปลี่ยนแปลงลักษณะดังกล่าวทำให้อนุมานได้ว่าภูมิภาคแถบนี้ถูกควบคุมด้วยความแกร่งภายในแผ่นยูเรเชียที่ไม่เท่ากันนั่นเอง

6.6.3 โครงสร้างระดับลึก

ข้อมูลภาพโครงสร้างสามมิติจากคลื่นไหวสะเทือน (seismic tomographic image) ของคลื่นแผ่นดินไหวเรย์ลี (Rayleigh wave velocity) แสดงว่าแผ่นธรณีภาคของโล่ชมพูทวีปยอมให้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนสูงผ่านได้ (Mitra และคณะ, 2006) ซึ่งเป็นนัยว่าส่วนใต้ทวีปประกอบด้วยแผ่นธรณีภาคที่เย็นและแกร่ง ส่วนขอบตอนเหนือของโล่ทวีปประกอบด้วยคลื่นไหวสะเทือนความเร็วต่ำกว่าข้างใต้แอ่งที่ราบคงคา (Gangestic Plain) ทั้งนี้เนื่องจากมีตะกอนบก-ทะเลตื้น และตะกอนแม่น้ำมาสะสมในส่วนหน้าลี้คองคา (Ganges foredeep) เป็นไปได้ว่าความเร็วการไหวสะเทือนที่ต่ำแสดงถึงเปลือกโลกที่หนาใต้เทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบต Mitra และคณะ (2005) ได้รายงานว่าข้อมูลแผ่นดินไหวระยะไกลชี้ว่าเปลือกโลกทางใต้ของ

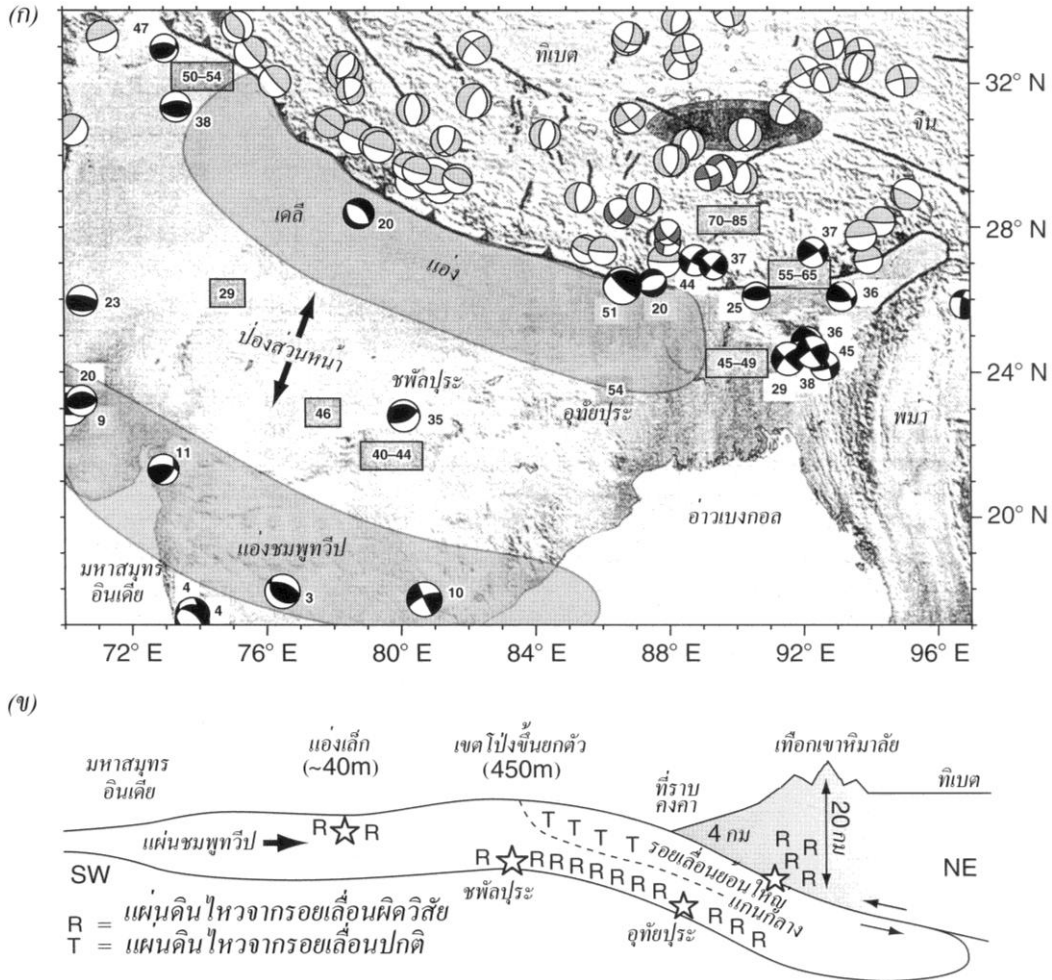


รูป 6.22. แผนที่แรงภูมิประเทศ (shaded relief map) แสดงรอยเลื่อนขนาดใหญ่ และภูมิประเทศจากบรรพมหาลาหิมาลัย-ทิเบต (Himalayan-Tibet orogen) ให้สังเกตรอยเลื่อนการากอร์ม (Karakoram Fault) ซึ่งเป็นรอยเลื่อนด้านข้างเฉียง (oblique slip fault) แบบขวาเข้าที่ขวางรอยเลื่อนย้อนหลักทางตะวันตกของแนวที่ราบสูงทิเบตซึ่งแนวรอยเลื่อนได้จากการศึกษาของ Yin และ Harrison (2000)

เทือกเขาหิมาลัยส่วนนี้หนาประมาณ 35 – 44 กิโลเมตร ซึ่งการเปลี่ยนแปลงความเร็วนี้แสดงถึงการโค้งงอ (flexure) ทางแผ่นชมพูทวีป (รูป 6.23) และเลื่อนมุดตัวลงไปทางเหนือใต้แผ่นยูเรเชีย

ผลการแปลความหมายข้อมูลความเร็วคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนใต้เทือกเขาหิมาลัย (ดูรูป 6.21(ข) และ (ค) และ รูป 6.24) แสดงให้เห็นว่า แนวโมโฮอยู่ลึกจากผิวโลกลงไปประมาณ 45 กม และเอียงลาดลงไปตามความลึกจนถึงระดับความลึก 70 – 80 กม ทางใต้ของทิเบต (Schulte-Pelkum และคณะ, 2005) ทำให้เกิดโครงสร้างเลื่อนหลุด ซึ่งเป็นโครงสร้างย่อยที่เลื่อนตัวและหลุดออกจากชั้นหินข้างล่าง เนื่องจากการคดโค้งหรือการเลื่อนไถลทับของชั้นหินด้านบนตามระนาบเหนือรอยเลื่อนย้อน (มุดตัว) และระนาบรอยเลื่อนย้อนลูเข้า โครงสร้างนี้วางตัวเหนือชั้นโมโฮที่เอียงเทไปทางเหนืออยู่ลึกประมาณ 8 กม ในเขตกึ่งหิมาลัย และลึกประมาณ 20 กม ในเขตหิมาลัยสูงเหนือ แนวรอยเลื่อนนี้ประกอบด้วยหินที่มีความเร็วคลื่น (ไหวสะเทือน) สูง เพื่อตอบสนองค่าการเฉือน ทางตอนเหนือของเขตหิมาลัยสูง หินเปลือกโลกส่วนล่างของโล่ทวีปแสดงความเร็วคลื่นค่อนข้างสูง ซึ่งเข้าใจว่าน่าจะมีหินพวกเอโคลไจต์เกิดร่วมอยู่ด้วย จากข้อมูลนี้ทำให้เชื่อว่าแผ่นเปลือกโลกชมพูทวีปส่วนบนและส่วนกลางถูกลากเลื่อนไปบนฐานเขตรอยเลื่อน และเข้าไปพร้อมกับเทือกเขาหิมาลัยด้วย

ขณะที่เปลือกโลกส่วนล่างถูกลากจูงให้มุดตัวไปจนถึงทิเบตตอนใต้ (ดูรูป 6.24) การศึกษาค่าความถ่วงบริเวณแถบนี้โดย Curtin และคณะ (2001) ก็สอดคล้องกับบทสรุปที่ว่าแนวโมโฮมีลักษณะยกสูงขึ้นในส่วนข้างใต้เขตหิมาลัยสูง



รูป 6.23. (ก) บริเวณที่เกิดแผ่นดินไหวบ่อย ๆ ซึ่งเป็นเขตรอยต่อหรือตะเข็บธรณีอินเดีย-ยูเรเชียทางตอนเหนือของอินเดียและทิเบตใต้ ตัวเลขในรูปคือความลึกเป็น กม และ ลูกบอลแสดงกระบวนการเกิดรอยเลื่อน ลูกบอลมีสีดำคือแผ่นดินไหวในอินเดียและลูกบอลสีเทาคือแผ่นดินไหวลึก 10-15 กม ส่วนตัวเลขในกล่องเหลี่ยมคือความลึกของโมโฮ (เป็น กม) (Jackson และคณะ, 2004) และ (ข) ภาพตัดขวางแสดงแผ่นขมพูทวีปที่โค้งงอ (flexure) มุดลงใต้ทิเบตจนทำให้ส่วนบนของแผ่นขมพูทวีปแสดงลักษณะการดึงออก (T) และส่วนล่างเกิดการดันเข้า (R) (Bilham, 2004)

จากการศึกษาโครงสร้างระดับลึกโดยวิธีธรณีฟิสิกส์ในที่ราบสูงทิเบตภายใต้โครงการอินเดฟ (INDEPTH หรือ International Deep Profiling of Tibet and the Himalaya) ทำให้ทราบว่าแนวโมโฮของทิเบตมีความผันผวนมาก (ดูรูป 6.21(ข)) ซึ่งก็มีลักษณะคล้ายกับเทือกเขาแอนดิส (ดูรูป 6.11) เนื่องจากประกอบด้วยเขตความเร็ว (การไหวสะเทือน) ต่ำในเปลือกโลกและแถบการสะท้อนสว่าง ณ ความลึก 15 - 10 กม จากผิวโลก ทำให้คาดว่าอาจมีมวลของเหลวหรือหินหนืดอยู่ข้างใต้ (Makovsky และ Klemperor, 1999) ส่วน Unsworth และคณะ

(2005) พบแนวความต้านไฟฟ้าที่ต่ำเป็นระยะทางยาว 1,000 กม ตามขอบที่ราบสูงทางใต้ของทิเบต แสดงว่าเปลือกโลกแถบนั้นมีความหนืดต่ำและอ่อนตัวมาก ซึ่งเขตอ่อนตัวนี้จำกัดอยู่เฉพาะทางตอนใต้ ส่วนเปลือกโลกใต้เขตหิมาลัยสูงที่ถูกตัดด้วยรอยเลื่อนมีเนื้อโลกที่ค่อนข้างแข็งรองรับอยู่

ในตอนกลางของทิเบต โดยเฉพาะทางใต้ตะเข็บบางอง-นุเจียง ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนที่แสดงถึงความเร็วที่ไม่สม่ำเสมออย่างมาก (high anisotropy) โดยในเปลือกโลกส่วนบนแสดงแนวเส้นเกือบตะวันออก-ตก และวางตัวเกือบขนานกับตะเข็บนี้และรอยเลื่อนเหลี่ยมข้างมีพลัง ทำให้เชื่อว่าชั้นเปลือกโลกส่วนกลาง (middle crust) ประมาณที่ความลึก 24 – 32 กม แสดงเนื้อพื้นหรือโครงเนื้อ* (fabric) ที่ลาดเอียงเล็กน้อยในแนวเหนือใต้ โดยเฉพาะส่วนที่อยู่ข้างใต้ตะเข็บบางอง-นุเจียง (Ozacar และ Zandt, 2004) นอกจากนี้ยังแสดงด้วยสมบัติทางการไหวสะเทือนระหว่างเนื้อโลกตอนบนและเปลือกโลกตอนล่างว่าไม่เหมือนกันเมื่อผ่านแนวรอยตะเข็บนี้ (Huang และคณะ, 2000) แม้ว่าตัวตะเข็บเองจะตรวจสอบได้ไม่ชัดเจนจากผลทางธรณีฟิสิกส์เท่าใดนัก (Haines และคณะ, 2003) แต่ในชั้นเปลือกโลกส่วนล่าง (ดูรูป 6.21(ค)) แนวสะท้อนที่เอียงเทไปทางเหนือ แสดงถึงแผ่นคล้ายลึ้มที่เป็นรอยเลื่อนย้อนอ่อนนึ่ม ข้อมูลการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแสดงว่าแนวโมโฮอยู่ตื้นเพียง 5 กม จากพื้นดิน นอกจากนั้น Zhou และคณะ (2001) ได้ใช้ข้อมูลการสำรวจจากคลื่นแผ่นดินไหว และสรุปว่าข้างใต้ที่ราบสูงทิเบตตอนใต้ ความเร็วคลื่นในชั้นเนื้อโลกมากกว่าทางตอนเหนือตามแนวตะเข็บบางอง-นุเจียง (รูป 6.24) ซึ่งความแตกต่างนี้แสดงให้เห็นว่าเนื้อโลกข้างใต้ทิเบตตอนใต้แข็งแรงและเย็น ในขณะที่ทางตอนกลางและตอนเหนือของทิเบตเนื้อโลกกลับมีลักษณะตรงข้ามคือเป็นพลาสติกกว่าและร้อนกว่า ผลการศึกษาของนักธรณีวิทยาเหล่านี้พอสรุปได้ว่าแผ่นอินเดียยังคงมุดตัวและเลื่อนตัวเข้าไปในแผ่นยูเรเชียจนถึงตอนกลางของทิเบต อย่างไรก็ตามถ้าเราอธิบายด้วยการหย่อนซึ่งอาจมีได้ถึง 2,000 กม โดยอาศัยข้อมูลทางภาวะแม่เหล็กบรรพกาล ทำให้เชื่อว่าการหย่อนหลังการชนกันอาจทำให้อินเดียมุดตัวไปจนถึงตอนเหนือของทิเบตได้ (Johnson, 2002)

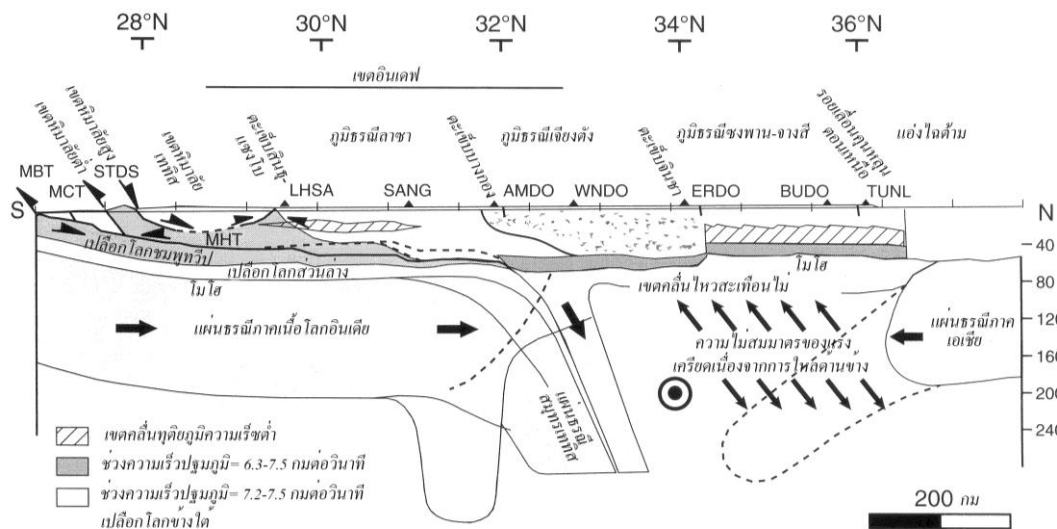
ภาพโครงสร้างสามมิติจากคลื่นไหวสะเทือนของเนื้อโลกที่เสนอโดย Tilmann และคณะ (2003) ชี้ให้เห็นว่าเขตความเร็วสูงที่วางตัวเกือบแนวตั้งใต้รอยต่อบางอง-นุเจียงที่ปรากฏ ณ ความลึกที่ 100 ถึง 400 กม (รูป 6.24) แสดงถึงแผ่นธรณีภาคที่กำลังจมลง ซึ่งแผ่นชมพูทวีปที่เพิ่มเติมเข้ามานี้ช่วยอธิบายภาวะการหย่อนในเทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบต การจมตัวลงนี้ยังช่วยอธิบายถึงเนื้อโลกที่อุ่นร้อนข้างใต้ทิเบตตอนกลางและตอนเหนือได้ หินภูเขาไฟแคลก์แอลคาไลทางตอนใต้และกลางของทิเบตก็สนับสนุนแนวคิดนี้ (Yin และ Harrison, 2000) ส่วนทางตอนเหนือและตะวันตกเฉียงเหนือของทิเบตพบว่าระดับแนวโมโฮอยู่ตื้นเพียง 50 – 60 กม จากผิวโลกเมื่อผ่านรอยเลื่อนอัลตินตัก (Altyn Tagh fault) และข้างใต้ของแอ่งทาร์ิม (Wittlinger และคณะ, 2004) และดูเหมือนจะอยู่ตื้นเช่นกันเมื่อผ่านธรณีภูมิขงพาน-จางสี (Songpan-Ganzi terrane) (ดูรูป 6.24)

6.6.4 กลไกการชนกัน

ในกลไกการชนกันของทวีป-ทวีป (mechanism of continental collision) มีหลายปัจจัยที่เกี่ยวข้อง (Kearey และคณะ, 2008) ที่สำคัญได้แก่

(ก) ประวัติก่อนการชนกัน (Pre-collisional history) แผ่นชนพหุทวีปที่เย็นและหนาประกอบด้วยโล่ชนพหุทวีปอายุมหายุคบรมชีวิน ทำให้ทนต่อการหดสั้นระหว่างชน จึงทำให้เกิดการมุดเลื่อนลงไปยังที่เบตตอนใต้ ยกเว้นชั้นตะกอนบริเวณขอบสัทธิทางตอนเหนือของอินเดียซึ่งมีอายุตั้งแต่ต้นยุคโพเทอโรโซอิกถึงอนุยุคพาโลจีจีนที่แสดงการเปลี่ยนแปลงรุนแรง เพราะระหว่างชั้นตะกอนเหล่านี้ถูกลอกออกระหว่างมุดตัวทำให้เกิดแนวรอยโค้งและเลื่อนย้อนกลายเป็นเทือกเขาหิมาลัย

(ข) การมุดเลื่อนหรือการเลื่อนย้อนลง (Underthrusting) ปัจจุบันมีหลักฐานทางธรณีฟิสิกส์และธรณีวิทยาโครงสร้างที่สนับสนุนว่าแผ่นชนพหุทวีปมุดเลื่อนลงไปเป็นระยะทางไกลมากถึงตอนกลางทิเบต (รูป 6.24) ที่สำคัญคือ การมุดเลื่อนลงนี้ต้องดึงแผ่นธรณีภาคของเอเชียเลื่อนออกไป อาจทำได้โดยให้เนื้อโลกใต้แผ่นชนพหุทวีปเลื่อนลงไปบริเวณใต้ตะเข็บบางอง-นุเจียง (Beaumont และคณะ, 2004) โดยมีกระแสการพาช่วยนำออกไป (Molnar และคณะ, 1993) หรือให้แผ่นเอเชียมุดลงไปทางทิศใต้ด้วย (Willett และ Beaumont, 1994)

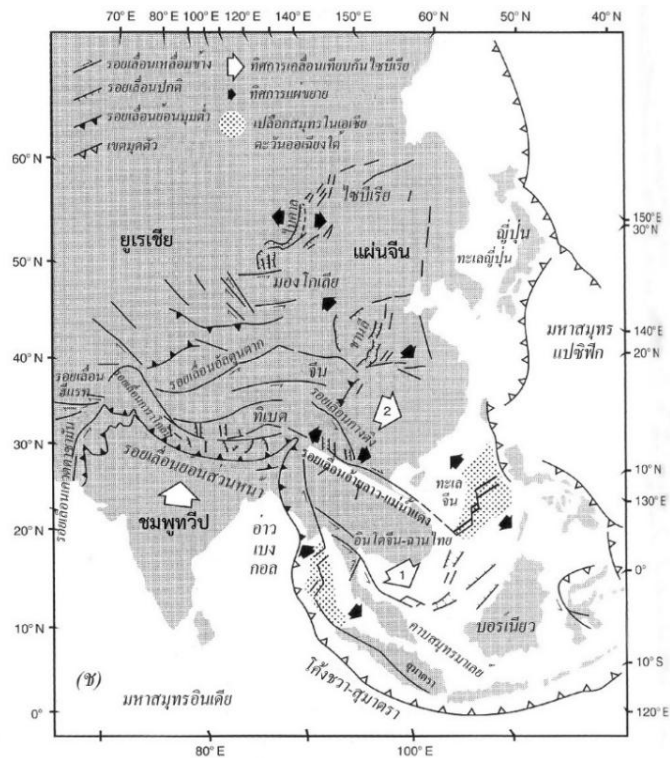
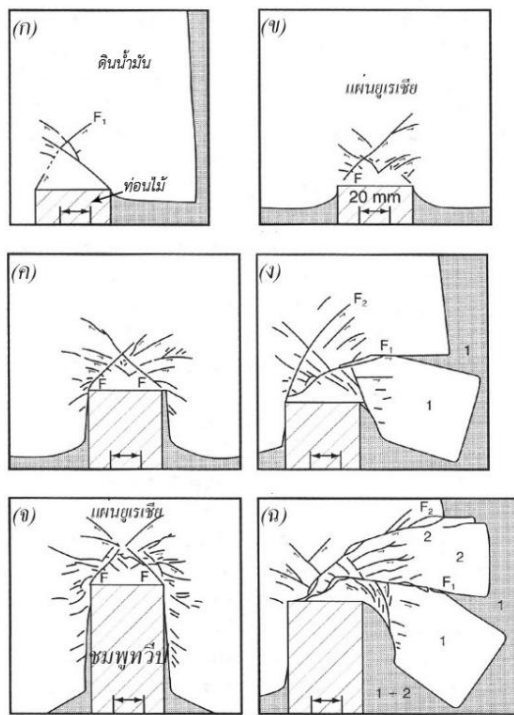


รูป 6.24. ภาพตัดขวางในแนวเหนือ-ใต้ของแนวบรรพตดั้งสรรคหิมาลัย-ทิเบต (Himalayan-Tibet orogen) และภูมิตร์ณีลีลาซา (Lhasa terrane) ภูมิตร์ณีเจียงตั้ง (Qiangtang terrane) ภูมิตร์ณีซงพาน-จางสี (Songpan-Ganzi terrane) และแอ่งไควดัม (Qaidam basin) (ดัดแปลงจาก Tilmann และคณะ, 2003, Beaumont และคณะ, 2004) วงกลมมีจุดดำข้างในแสดงถึงการเลื่อนตัวในแนวระดับ และสามเหลี่ยมคือสถานีวัดแผ่นดินไหว

(ค) การบุ่มและหนีหาด้านข้าง (Indentation และ lateral escape) แนวคิดนี้เป็นที่รู้จักและเป็นที่ยอมรับมากซึ่งเสนอโดย Tapponnier และคณะ (1982) (รูป 6.25) โดยการเอาแผ่นชนพหุทวีปที่แกร่งกว่า ทิ่มแทงเข้าหาแผ่นเอเชียที่อ่อนตัวกว่า ทำให้เกิดรอยเลื่อนด้านข้างหรือเหลี่ยมข้างคล้ายรูปสามเหลี่ยมที่มีการ

เคลื่อนตัวทั้งแบบซ้ายและขวาเข้า และในที่สุดส่วนของเอเชียจึงเกิดการเลื่อนและหมุนตัว 25° (องศา) จนทำให้เอเชียตะวันออกเฉียงใต้เลื่อนหลุดจากเอเชีย และเมื่ออินเดียดันตัวเข้ามามากขึ้น การเลื่อนทะลัก (extrusion) ของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้เกิดขึ้น แต่งานของ Tapponnier และคณะ ก็ยังไม่สามารถอธิบายการเปลี่ยนลักษณะที่เกิดขึ้นจริง ๆ ได้ เช่น รอยเลื่อนอัลไตน์ตัก (Altyn Tagh Fault) ซึ่งเลื่อนออกแบบซ้ายเข้าเพียง 200 กม เท่านั้น ส่วนรอยเลื่อนเซียนนุยฮือ (Xianshuihe Fault) แสดงระยะเคลื่อนเพียง 50 กม (Yin และ Harrison, 2000)

(ง) การเคลื่อนไหลเปลือกโลกส่วนล่างและการเลื่อนทะลักแบบอ่อนตัว (Lower crustal flow และ ductile extrusion) เมื่อแผ่นอินเดียมุดลงไปข้างใต้ทิเบตตอนใต้ เมื่อ 51 ล้านปีที่แล้ว การเคลื่อนไหลตามร่องรอยมีประมาณ 250 กม จึงเกิดขึ้น เนื่องจากการเคลื่อนตัวของสารร้อนหลอมละลายในชั้นเปลือกโลกส่วนล่าง ๆ ข้างใต้ที่ราบสูง ทำให้ส่วนล่างเกิดเขตรอยเฉือนแบบเลื่อนย้อนได้มากกว่าเกิดรอยเลื่อนแบบเลื่อนปกติ ด้วยเหตุนี้ Beaumont และคณะ (2004) จึงเชื่อว่าเขตรอยเฉือนเหล่านี้สอดคล้องกับรอยเลื่อนย้อนหลักกลาง และรอยเลื่อนถึง ึง หิ น ฐ า น ทิ เ บ ต ไ ต้ (Southern Tibet detachment fault) นั่นเอง ส่วนขอบด้านใต้ของทิเบตเกิดการกร่อนรุนแรง (surface denudation) จนทำให้พื้นผิวลดระดับลงและเป็นเหตุให้ตำแหน่งรอยตะเข็บเลื่อนไปจากเดิมเข้าไปในชั้นเนื้อโลก และเลื่อนออกไปจนต่างจากตำแหน่งตะเข็บธรณีปัจจุบัน (สินธุ-แซงโบ) ในที่ราบสูงทิเบต เป็นระยะทางถึง 1,200 กม



รูป 6.25. (ก - ฉ) การทดลองการบุ่ม (Indentation experiments) ในดินน้ำมันโดยการผลักไม้เข้าไปข้างในและเกิดรอยเลื่อนต่าง ๆ แบบเป็นขั้น ๆ เลข 1 และ 2 ในรูป ฉ คือแผ่นเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (อินโดจีน-ฉานไทย) และแผ่นจีน (China plate) ตามลำดับ (ข) แผนที่แสดงการแปร

ลักษณะของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ตัวเลขในลูกศรใหญ่เป็นเหตุการณ์การหนีหาย (escape event) ตัวเลขในลูกศร 1 ในช่วง 50 – 20 ล้านปี และ 2 ในช่วง 20 ล้านปี – ปัจจุบัน (ดัดแปลงจาก Tapponnier และคณะ, 1982)