

กลไกการเปลี่ยนแปลงลักษณะและโครงสร้างจุด
(Deformation Mechanisms and Microstructures)

10.1 โครงสร้างขนาดเล็ก (Microstructures)

10.2 กลไกการเปลี่ยนแปลงลักษณะ(Deformation mechanisms)

บทที่ 10

กลไกการเปลี่ยนลักษณะและโครงสร้างจุล

(Deformation Mechanisms and Microstructures)

10.1 โครงสร้างขนาดเล็ก (Microstructures)

ในหลายกรณีเรามักทราบลักษณะของหินว่าเกิดการเปลี่ยนลักษณะเมื่อศึกษาโดยกล้องจุลทรรศน์ (microscopic scale) ซึ่งเป็นการศึกษาในระดับที่ละเอียดมาก โดยทั่วไปเราเรียกกระบวนการที่ทำให้หินเปลี่ยนลักษณะไปในระดับตะกอนหรือขนาดเล็กกว่า “กลไกการเปลี่ยนลักษณะ(deformation mechanism) และเราเรียกโครงสร้างเล็กๆ เหล่านั้น อันเป็นมาจากกระบวนการหรือกลไกนั้นว่า โครงสร้าง(micro structure) ในหนังสือธรณีวิทยาโครงสร้างบางเล่มอาจเรียกลักษณะโครงสร้างเล็กๆ เหล่านี้ว่า ลักษณะเนื้อ(fabric) หรือลักษณะเนื้อจุล(microfabrics) การศึกษาโครงสร้างจุลช่วยให้เราเข้าใจถึงความสัมพันธ์ระหว่างกระบวนการเปลี่ยนลักษณะ(deformation process) รวมทั้งสภาพการแปรสัณฐาน(tectonic setting) ความสัมพันธ์ระหว่างแรงเค้นและความเครียด(rheology) สมบัติทางกายภาพและกาลเวลาที่มีผลต่อการเปลี่ยนลักษณะธรณีวิทยาโครงสร้างโครงสร้างขนาดเล็กไมโครจะรวมถึงขนาดไมครอน(submicroscopic structures) ด้วย

ในการศึกษาโครงสร้างขนาดเล็กอาจเป็นการศึกษาในสนามโดยการวัดโครงสร้างขนาดเล็กๆ เช่น แนวแตกเรียบ(cleavage) แนวเส้นหรือเขตรอยเลื่อน หรือในห้องปฏิบัติการโดยศึกษาความสัมพันธ์ของแร่ประกอบหินภายใต้กล้องจุลทรรศน์ และจุลทรรศน์อิเล็กตรอน(SEM มาจาก scanning electron microscope หรือ TEM มาจาก transmission electron microscope) การจัดตัวของผลึกแร่(crystallographic preferred orientation) และประการสุดท้ายโดยการทดลองแบบจำลองเสมือนจริง(simulation) นอกจากนี้ โครงสร้างจุลได้มีการศึกษากันมากทางวัสดุศาสตร์(material sciences) โดยเฉพาะกลุ่มโลหะและเซรามิกส์ ผลการศึกษาทางวัสดุศาสตร์ช่วยให้เราเข้าใจถึงลักษณะแร่และหินได้

เมื่อหินถูกแรงมากกระทำก็เท่ากับแร่ถูกแรงกระทำด้วย ซึ่งยังผลให้แร่เกิดการเปลี่ยนลักษณะไป หรือโครงสร้างภายในแร่เปลี่ยนไปนั่นเอง หรือกล่าวอีกอย่างหนึ่งคือ โมเลกุลและอะตอมที่อยู่ในแร่เกิดการเปลี่ยนลักษณะไป โดยปกติอะตอมไอออนหรือโมเลกุลจัดตัวเป็นรูปแบบที่แน่นอนซ้ำๆ กันในสามมิติจนเป็นโครงสร้างที่เรียกว่า “ผลึก(crystal)” การจัดตัวของอะตอมในผลึกแสดงได้ง่ายๆ โดยใช้จุดตัดของเส้นโครงร่างผลึกตาข่าย (รูป 10.2ก) ซึ่งโครงร่างในผลึกตาข่าย (lattice) หรือเรียกสั้นๆว่า “โครงข่าย” นี้ประกอบด้วยจุดในโครงข่าย (lattice point) ซึ่งแสดงถึงอะตอมในโครงข่ายและระยะห่างระหว่างจุดตัดภายในโครงข่าย (space lattice) ซึ่งทำให้จุดต่างๆ เรียงกันเป็นแบบสามมิติ ดังรูป 4.2ข การวางตัวของโครงข่ายในผลึกก็เพื่อให้เกิดความสมดุลที่เรียกว่าภาวะสมดุล (equilibrium configuration) และสูญเสียพลังงานให้น้อยที่สุดเพื่อการรักษาสภาพสมดุลให้นานที่สุด โดยที่ผลึกจะยึดเกาะกันอยู่เป็นผลึกได้ก็ต้องอาศัยพันธะ(bonding)

ในทางเคมีพันธะโครงข่ายของโมเลกุลมีอยู่ 3 ประเภทด้วยกันได้แก่ (1) พันธะโควาเลนต์(covalent bond) (2) พันธะไอออนิก(ionic bond) และ (3) พันธะโลหะ(metallic bond)

ในการสร้างพันธะทางเคมีของผลึก การที่อะตอมของธาตุหนึ่งใช้อิเล็กตรอนร่วมกับอะตอมอีกตัวหนึ่ง เช่น เพชรประกอบด้วยอะตอมของคาร์บอนที่เกาะกันอยู่ (รูป 4.3 A) ด้วยกันจนครบแปดตัว ซึ่งเราเรียกว่าพันธะโควาเลนต์ แต่ในบางครั้งพันธะอาจเกิดจากการที่อะตอมของธาตุหนึ่งมีประจุไฟฟ้าแตกต่างจากอะตอมของธาตุอื่น เช่น การที่ธาตุโซเดียม(Na) ที่มีนิวเคลียสแสดงประจุบวก(positively - charged nucleus) จับอยู่กับธาตุคลอรีน

(Cl) ซึ่งมีนิวเคลียสแสดงประจุลบ(negatively - charged nucleus) (รูป 4.3B) ทำให้เกิดการแลกเปลี่ยนประจุกัน เพื่อให้เกิดแรงยึดเกาะกันได้ ซึ่งเราเรียกว่าพันธะไอออนิก นอกจากนี้ยังมีพันธะผลึกแทนที่เกิดจากการที่อิเล็กตรอนหนึ่งอิเล็กตรอนสามารถแชร์ได้หลายอะตอม ซึ่งเราเรียกว่าพันธะโลหะ(รูป 4.3ค) ทั้งสามพันธะนี้ทำให้ธาตุต่างรวมตัวเป็นสารประกอบได้เร็วใหม่เกิดขึ้น อย่างไรก็ตามยังมีพันธะแวนเดอร์วาลส์(van der Waals) และพันธะไฮโดรเจนที่พบในแร่และไม่เกี่ยวข้องกับอิเล็กตรอน แต่จะเป็นผลจากแรงไฟฟ้าสถิตย์ (electrostatic force) เนื่องการประจุในโครงสร้างกระจายตัวไม่เท่ากัน

โดยทั่วไปในกรณีพันธะไอออนิก การเกิดพันธะในสารประกอบต่างๆ เป็นการทำให้ระดับวาเลนซ์อิเล็กตรอนหรือระดับวงนอกสุดของธาตุในสารประกอบมีอิเล็กตรอนครบแปด (ยกเว้น He และ H) เช่น NaCl เป็นสารประกอบที่มี Na^+ ถ้าอิเล็กตรอนให้กับ Cl^- ทำให้ Na มีอิเล็กตรอนในระดับวงนอกสุดครบแปด ส่วนพันธะโลหะอิเล็กตรอนสามารถเคลื่อนที่ไปมาอย่างอิสระได้โดยไม่ได้ยึดอยู่กับอะตอมใดอะตอมหนึ่ง เพราะอะตอมโลหะมีค่าพลังงานการแตกตัวเป็นไอออนต่ำ ทำให้วาเลนซ์อิเล็กตรอนของอะตอมโลหะหลุดออกจากอะตอมได้ง่ายและเคลื่อนที่ได้อย่างอิสระไปยังอะตอมอื่นๆ ทั่วทั้งก้อนโลหะ

10.1.1 การเปลี่ยนลักษณะแบบยืดหยุ่น(Elastic deformation of a lattice)

โครงข่ายผลึกของอนุภาคเมื่อถูกแรงเค้นเปลี่ยนลักษณะไป(รูป 10.3) ดังนั้นถ้าโครงสร้างของอนุภาคในผลึกมีการยึดเกาะกันอย่างสมบูรณ์ไม่มีความบกพร่องหรือตำหนิ(defect) เกิดขึ้น(รูป 4.3ก) ถูกความเค้นอัดแบบเท่ากันทุกทิศทาง(hydrostatic stress) จนเกิดเปลี่ยนลักษณะ(รูป 10.3ข) หากโครงข่ายผลึกอยู่ในสภาวะยืดหยุ่นเมื่อความเค้นหายไปโครงข่ายก็กลับคืนสภาพเดิม นั่นคือได้รูป 10.3ก อย่างไรก็ตามเมื่อมีการเกิดแรง(รูป 10.3ค) หากแรงเค้นหายไปโครงข่ายผลึกจะคืนสภาพเดิม แต่ในบางครั้งพบว่าเมื่อวัตถุเกิดแรงเค้นเฉือนหากความเค้นหายไปจะคืนสภาพเดิม(รูป 10.3ก) ได้เช่นกัน แต่ถ้าความเค้นมากจนทำให้โครงข่ายผลึกไม่คืนสภาพเดิม(รูป 10.3จ) อีกต่อไปแสดงว่าแรงเค้นที่กระทำลงไปในวัตถุมีค่าเกินกว่ากำลังความแข็งแรงของวัตถุที่จะรับไว้ให้อยู่ในสภาวะยืดหยุ่นได้ ผลที่สุดวัตถุเกิดการแตก ซึ่งการแตกอาจตัดตรงสร้างของอนุภาคในผลึกตามแนวผลึกที่มีลักษณะเหมาะสมต่อการแตกหรือถูกทำลาย ซึ่งขึ้นอยู่กับโครงสร้างภายในอนุภาค ปริมาณและทิศความเค้น ตลอดจนลักษณะการเปลี่ยนโครงสร้างได้

ตาราง 4 แสดงแรงเค้นที่ทำให้อนุภาคแตก โดยที่แรงเค้นดึงต้องมากกว่าความแข็งแรงต่อความเค้นดึงของโครงข่ายผลึก

ตาราง 4.1 ความแข็งแรงต่อแรงเค้นดึงและความแข็งแรงต่อความเค้นอัดในวัตถุทางธรณีวิทยาชนิดต่างๆ (Davis and Reynolds, 1996)

| ชนิดหิน | แรงเค้นอัด (Compressive strength, MPa) | แรงเค้นดึง (Tensile Strength, MPa) |
|-----------|---|---------------------------------------|
| ดินเหนียว | 10 | - |
| แคลไซต์ | 14 | - |
| เกลือหิน | 27 | - |
| หินดินดาน | 30 | 8 |

| | | |
|------------|-----|----|
| หินทราย | 50 | 10 |
| หินปูน | 80 | 10 |
| หินปะชอลต์ | 100 | 10 |
| หินแกรนิต | 160 | 14 |
| หินควอตซ์ | 360 | - |

10.1.2 ระบบผลึก(Crystallographic system)

วัตถุที่เป็นของแข็งมีการจัดเรียงอนุภาคกันอย่างแน่นหนาจึงทำให้ของแข็งมีรูปร่างแตกต่างกันได้ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับรูปผลึกเฉพาะของวัตถุ ผลึกจัดเป็นของแข็งประกอบเป็นสารเนื้อเดียวกัน มีระนาบที่สมมาตร และมีมุมระหว่างระนาบที่แน่นอน(รูป 10.4ก) แสดงผลึกโอลิวีน และรูป 10.4ข แสดงผลึกแร่ไมกา ในผลึกโอลิวีน รูปแบบเชิงโมเลกุลที่ยึดกันมีระนาบในแนว(010) ซึ่งเป็นระนาบที่มีการเลื่อนไถลได้ง่าย ดังนั้นเมื่อหินถูกแรงเค้นเฉือนมากจะทำให้เกิดการเลื่อนไถลไปตามแนวระนาบได้ง่าย ขณะที่ระนาบด้านอื่นไม่เปลี่ยนแปลง ด้วยเหตุนี้ความแข็งแรงของรูปผลึกจึงขึ้นอยู่กับพันธะที่ยึดเหนี่ยวของอะตอมและรูปทรงพื้นฐานทางเรขาคณิตในการจัดเรียงตัวของอะตอม และการเลื่อนไถลจึงเกิดที่ระนาบที่มีพันธะการยึดกันของโมเลกุลหรืออะตอมน้อยที่สุด ดังนั้นทิศทางของแนวแตกเรียบในแร่มักแสดงถึงการแตกของผลึกในทิศทางที่มีพันธะการยึดเหนี่ยวน้อยนั่นเอง ตัวอย่างเช่น ระนาบของแร่ไมกามีพันธะการยึดเหนี่ยวน้อยที่สุดคือระนาบ(001) ซึ่งทำให้เราเห็นเป็นแนวแตกเขยงขนานกันสวยงามที่เรียก basal cleavage (รูป 10.4ข)

10.1.3 ระบบการเลื่อนไถลและพันธะยึดเหนี่ยว(Slip system and bonding)

แนวแตกเรียบและระนาบการเลื่อนไถลในผลึกเกิดขึ้นได้โดยอาศัยพันธะการยึดเหนี่ยวอะตอมหรือโมเลกุลในรูปผลึก ตัวอย่างเช่น พันธะเชิงไอออนเกิดจากอะตอมของธาตุที่มีพลังงานอะตอม (ionization)ต่ำถ่ายอิเล็กตรอนให้กับอะตอมของธาตุที่มีไอออนในเซชันสูง ดังนั้นเมื่อไอออนต่างชนิดกันจะดึงดูดกันจนทำให้เกิดแรงยึดเหนี่ยวระหว่างอะตอม ระนาบการเลื่อนไถลที่เกิดขึ้นจึงต้องเป็นระนาบที่เกิดระหว่างไอออนที่มีประจุตรงข้ามกัน(ดูรูป 10.5) ซึ่งเป็นผลึกของ NaCl หรือพันธะโลหะโดยที่ไอออนโดยทั่วไปในอะตอมประจุบวกมักถูกห้อมล้อมด้วยอิเล็กตรอนประจุลบ ในระหว่างประจุ

*1

บวกเดียวกันจะผลึกกันแต่ไม่มีการกระโดดข้ามกัน พันธะประจุบวกและลบจะไม่แข็งแรง ดังนั้นระนาบการเลื่อนไถลจึงเกิดในแนวซึ่งมีประจุเหมือนกันอยู่ห่างกันมากที่สุดในโครงข่าย หรือมีระยะแต่ละโครงข่ายยาวที่สุดนั่นเอง(รูป 10.5)

แร่บางชนิดจึงมีพันธะโควาเลนต์และไอออนนิคอยู่ด้วยกันในโครงข่าย เช่น แร่จำพวกซิลิเกต ซึ่งทำให้รอยแตก แนวแตกเรียบ หรือระนาบการเลื่อนไถลไม่เกิดในบริเวณที่มีการยึดเหนี่ยวของ Si และ O เพราะมีพันธะร่วมของ Si และ O ที่แข็งแรง

10.1.4 ความแข็งแรงของผลึก(Strength Crystals)

การยึดเหนี่ยวของพันธะระหว่างโมเลกุลในผลึกแปรบ่งบอกถึงความแข็งแรงของแร่ได้

ดังนั้นถ้าเราทราบแรงยึดเหนี่ยวระหว่างพันธะเราก็สามารถคำนวณหาความแข็งแรงรวมของผลึกได้ เมื่อเราทราบชนิดพันธะ(โควาเลนต์ ไอออนิก หรือ โลหะ) ประจุ รัศมีอะตอม และรูปทรงพื้นฐานผลึก(เช่น cubic, hexagonal, orthorhombic, triclinic, monoclinic) ดังแสดงในตาราง 10.2 จะเห็นว่าพันธะเชิงโควาเลนต์มีความแข็งแรงมากกว่าพันธะไอออนิก และพันธะไอออนิกแข็งแรงมากกว่าพันธะโลหะ ซึ่งโดยปกติแร่ที่มีความแข็งแรงน้อยมักเลื่อนไถลได้ง่าย หรือเปลี่ยนลักษณะในสภาพพลาสติกได้ง่าย ตัวอย่างเช่น ในสภาวะอุณหภูมิห้อง เราพบว่าควอตซ์และเพชร มีความแข็งแรงจนไม่สามารถเป็นพลาสติกได้เลย (ทำนอง ขอมหักไม่ขอมงอ) แต่ขณะเดียวกันลวดทองแดงที่มีพันธะโลหะสามารถบิดโค้งไปมาได้แบบพลาสติก (หรืออีลาสติก) แต่ก็หักออกได้ยากเช่นกัน

ตาราง 4.2 ความแข็งแรงของแร่ที่คำนวณ(Davis and Reynolds, 1996)

| Mineral | Shear strength(Gpa) | Cleavage (tesile strength) (GPa) |
|---------------------------------|---------------------|-------------------------------------|
| ทองแดง(copper) | 1.2 | 3.9 |
| ผลึกเกลือหิน(NaCl, ionic solid) | 2.84 | 0.43 |
| ผลึกแมกนีเซียมออกไซด์(MgO) | 1.6 | 3.7 |
| ควอตซ์(quartz, covalent solid) | 4.4 | 16 |
| เพชร(diamond, covalent solid) | 121 | 205 |

10.1.5 ผลึกและโครงข่ายผลึก(Crystals and lattices)

ในธรรมชาติโครงข่ายการจัดเรียงผลึกมักไม่สมบูรณ์และมักมีตำหนิหรือข้อบกพร่อง (defects) เกิดได้เสมอ เช่น ช่องว่างหรือมีสิ่งแปลกปลอม ทำให้ได้ผลึกไม่สมบูรณ์ นั่นหมายถึงผลึกเร่มีความแข็งแรงไม่เป็นไปตามทฤษฎีที่ควรจะเป็น ซึ่งเมื่อนำเอาแร่หรือหินมาตรวจสอบหาค่าความแข็งแรง เช่น ความแข็งแรงต่อแรงดึง จะพบว่าค่าที่ได้แตกต่างเป็นทวีคูณ ซึ่งทั้งนี้มีส่วนจากความไม่สมบูรณ์ของโครงสร้างการยึดเหนี่ยวของผลึก โดยปกติตำหนิในธรรมชาติมีอยู่ 3 ประเภท

- (1) จุดตำหนิ(point defects)
- (2) เส้นตำหนิ(linear defects) และ
- (3) ระนาบตำหนิ(plannar defects)

จุดตำหนิ(point defects) ตำหนิแบบนี้เป็นผลมาจาก (1) ช่องว่าง(vacancies) และ (2) มีสิ่งแปลกปลอม(impurities) เข้าไปแทนที่(substitution) ระหว่างอะตอมที่ขาดหายไปหรือแทรก(interstitial)อยู่ระหว่างโครงข่าย(รูป 4.6) จึงเกิดพันธะยึดเหนี่ยวของอะตอมกับสิ่งแปลกปลอมแทรกที่อยู่ ด้วยเหตุนี้จุดตำหนิจึงส่งผลต่อความแข็งแรงของผลึก(ดูรูป 4.7) เมื่ออยู่ในสภาวะการแพร่ขณะแข็ง(solid-state diffusion) โดยที่การแพร่นั้นเกิดเมื่อผลึกเปลี่ยนรูปร่างและปริมาตรภายใต้ความเค้นที่มากกระทำให้เกิดการแพร่นั้น ยังผลให้เกิดการเคลื่อนย้ายอะตอมจากบริเวณที่ถูกกระทำด้วย σ_1 ไปยัง σ_3 ส่วนสิ่งแปลกปลอมที่แทรกระหว่างอะตอมอาจทำให้

อะตอมเคลื่อนที่ได้ยากขึ้น ซึ่งยังผลให้เกิดความแข็งแรงขึ้น แต่ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับลักษณะและสมบัติของสิ่งแปลกปลอมนั้นด้วย

เส้นตำหนิแบบเส้น(linear defects) หรือบางครั้งเรียกการเคลื่อนที่(dislocation) เป็นตำหนิหรือข้อบกพร่องที่ทำให้ผลึกบิดเบี้ยวไปขณะผลึกเปลี่ยนสภาพจากของเหลวไปเป็นของแข็ง หรือเกิดจากการที่ผลึกเปลี่ยนลักษณะแบบพลาสติก ในรูป 4.7 เส้นตำหนิมีสองลักษณะได้แก่ (1) การเคลื่อนที่ตรงขอบ(edge dislocation) ซึ่งเกิดขึ้นจากการขาดหรือแยกที่กึ่งกลางของแขนที่ยึดเกาะระหว่างอะตอม โดยมีการเคลื่อนที่ที่ช้ามากกับแนวการเคลื่อนที่(dislocation line) และ (2) การเคลื่อนที่แบบหมุนควง(screw dislocation) เป็นความไม่สมบูรณ์ที่เป็นผลมาจากโครงสร้างที่ผลึกได้รับทางเคมีจนทำให้ผลึกบิดเบี้ยวหรือเสียรูปไป และมีการเคลื่อนที่ไกลเกิดขึ้นขนานกับแนวการเคลื่อนที่(dislocation line) โดยปกติผลึกส่วนใหญ่มักเกิดการเคลื่อนที่ทั้งแบบตรงขอบและแบบหมุนควงไปในลักษณะผสมกัน

รูป 10.8 แสดงลักษณะโครงข่ายของผลึกแท่งสี่เหลี่ยมที่เกิดการเคลื่อนที่ ให้สังเกตว่ามีระนาบรอยแตกตรงระหว่างอะตอม เพราะเป็นจุดที่อ่อนแอกมากที่สุด รอยแยกจึงไม่ตัดเข้าไปในอะตอมแต่ตัดที่แขน(bond) ยึดเหนี่ยว ดังนั้นถ้าแขนระหว่างอะตอมยาว แรงที่ใช้ในการทำให้แขนแยกออกจากกันจะน้อยกว่าแขนที่ยึดกันด้วยระยะทางที่สั้น การแยกแขนออกจากกันในโครงข่ายผลึกแสดงในรูป 4.9 ซึ่งเป็นลำดับขั้นในการเคลื่อนที่ตามระนาบรอยแตก ซึ่งโดยทั่วไปมักพบว่าโครงข่ายผลึกถูกตัดตรงระนาบกลางโครงข่าย และตราบไคที่มีการส่งผ่านแรงเค้นไปเรื่อยๆ ก็จะมีการตัดตามระนาบไปเรื่อยๆ ในที่สุดจึงเกิดการเคลื่อนตัวได้คูการ์ตูนเปรียบเทียบของ David & Regnolds(1996) ในรูป 10.10

การเปลี่ยนลักษณะแบบการเคลื่อนที่หมุนควง(screw dislocation) เป็นการเปลี่ยนลักษณะอันเป็นผลจากเกิดแรงเค้นเฉือนในโครงสร้างผลึกจนทำให้ผลึกบิดเบี้ยวหรือเสียรูปไป (รูป 10.11 และ 10.12) ส่วนการเกิดการเคลื่อนที่ตรงขอบและการเคลื่อนที่หมุนควง จะกล่าวต่อไปในเรื่องกลไกการเปลี่ยนลักษณะในหัวข้อถัดไป

ระนาบตำหนิ(planar defects) ตำหนิลักษณะนี้แสดงถึงความไม่สมบูรณ์ของพื้นผิวที่เกิดขึ้นในโครงสร้างหลายผลึกรวมกันที่ประกอบขึ้นมาเป็นเม็ด(grain) ดังนั้นเราจึงเห็นขอบของแต่ละเม็ด(grain boundary) ได้เมื่อมีการเรียงตัวของอะตอมในแต่ละผลึกในทิศทางแตกต่างกัน(รูป 10.13) ดังนั้นถ้าผลึกแต่ละผลึกมีขนาดใหญ่ขึ้น ขนาดเม็ดก็จะขยายเพิ่มขึ้นเป็นสัดส่วนกัน และเมื่อเม็ดแต่ละเม็ดมาสัมผัสกันทำให้ได้ขอบเขตของเม็ดซึ่งจะมีระยะแคบๆ ที่ทำให้ได้แรงยึดเกาะน้อยกว่าภายในเม็ดขนาด โดยอาจมีสิ่งแปลกปลอมอื่นๆ เข้ามาแทรกระนาบตำหนิที่สำคัญ ประกอบด้วยขอบเม็ด(grain boundary) กึ่งขอบเม็ด(subgrain) แถบการเปลี่ยนลักษณะหรือเส้นขนานผลึกแฝดที่เปลี่ยนลักษณะไป

ในการเกิดตำหนิแบบเส้นขนานที่ในผลึก หรือบางทีเรียกว่าการเคลื่อนที่ผลึกแฝด(twin gliding) ส่วนใหญ่ มักพบในผลึกแร่แคลไซต์ โดโลไมต์ และเฟลตจีโอเคลส สำหรับเฟลตจีโอเคลส เรามักพบ(albite twins) ซึ่งเกิดพร้อมกับการตกผลึก ส่วนแคลไซต์ จะเกิดจากผลการเปลี่ยนลักษณะ

นอกจากตำหนิชนิดต่างๆ ดังที่กล่าวมาแล้ว มลทินของเหลว(fluid inclusions) ที่แทรกในเม็ดแร่ และรอยแตกขนาดเล็ก(microcracks) ยังเป็นตัวทำให้ผลึกไม่สมบูรณ์ ซึ่งในทางทฤษฎี ไม่มีผลึกใดมีความสมบูรณ์ เพราะผลึกจะสมบูรณ์ได้ ณ ที่อุณหภูมิ -273°C ดังนั้นเมื่อไม่เป็นไปตามอุดมคติเราจึงพบตำหนิต่างๆ ในโครงสร้างผลึกซึ่งทำให้ความแข็งแรงของหินลดลง ทำให้สภาพทางกายภาพและสมบัติเชิงกลแตกต่างออกไปจากทฤษฎีที่ควรเป็น

10.2 กลไกการเปลี่ยนลักษณะ(Deformation mechanisms)

เมื่อเราให้แรงเฉือนหิน ณ ที่อุณหภูมิและแรงเค้นต่างๆ กัน และหินชนิดเดียวกันจะแสดงพฤติกรรมของการเปลี่ยนลักษณะที่ต่างกัน (รูป 10.15) ปัจจัยที่มีผลต่อกลไกหรือกระบวนการเปลี่ยนลักษณะในแบบต่างๆ ได้แก่ โครงข่ายผลึก อุณหภูมิ แรงเค้น ความดันของเหลว อัตราเร็วของความเครียด และความดันรอบข้าง ถ้าหินมีแร่ประกอบเพียงแร่เดียว เช่น แคลไซต์ ภายใต้เงื่อนไขการเปลี่ยนลักษณะเพียงหนึ่งหรือสองกลไกสามารถทำให้เกิดโครงสร้างขนาดเล็กได้ แต่ถ้ามีหลายแร่รวมกันแล้ว กลไกการเปลี่ยนลักษณะที่ขึ้นกับแร่แต่ละชนิดมักทำให้ได้ลักษณะรูปร่างที่แตกต่างกัน นอกจากนั้นการเปลี่ยนลักษณะของหินยังขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่องของอุณหภูมิและความดันรอบข้าง โดยทั่วไปเราจำแนกกลไกการเปลี่ยนลักษณะเป็น 54 แบบ (ดังแสดงรูป 10.15 ข และ 10.16) ซึ่งประกอบด้วย

- (1) การแตกขนาดเล็ก, การแตกกระจาย, และการเลื่อนเฉียดทาน
- (2) การเกิดผลึกแฝดเชิงกล และการหึงงอ(mechanical twinning & kinking)
- (3) การคืบคลานแบบกระจายตัว(Volume-diffusion creep, Nabarro-Herring creep)
- (4) การคืบคลานแบบกระจายตามขอบเม็ด(Grain-boundary diffusion creep, Couple creep) และ
- (5) การคืบคลานแบบละลาย(Dislocation creep)

ซึ่งรายละเอียดของกลไกการเปลี่ยนลักษณะแสดงในหัวข้อย่อยถัดไป

10.2.1 การแตกขนาดเล็ก การแตกกระจาย และการเลื่อนเฉียดทาน

การเปลี่ยนลักษณะแบบนี้มักเกิดในหินได้รับแรงเค้นขณะอยู่ในสภาพเปราะ(รูป 4.17) โดยรอยแตกเล็กๆ ที่เกิดขึ้นจะแพร่กระจายไปร่วมกับรอยแตกเล็กๆ แนวอื่นๆ ทำให้เกิดเป็นรอยแตกใหญ่ รอยแตกเล็กเหล่านี้ อาจเกิดจากแรงเค้นดึงหรือเกิดจากการเลื่อนไถล ด้วยเหตุนี้ตามแนวรอยเลื่อนเรจึงเห็นรอยแตกเล็กๆ แบบนี้เกิดขึ้นมามาย หินจึงแสดงลักษณะการแตกย่อยและคูค้ำยหินถูกทำลายจนแตกหัก เศษหินที่แตกหักจึงเลื่อนไถลไปตามแนวการเลื่อนได้

แรงเค้นที่ทำให้เกิดรอยแตกขนาดเล็กอาจเป็นผลมาจากกระบวนการแปรสัณฐานเปลือกโลก จากน้ำหนักกดทับ หรือจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ซึ่งผลทำให้แร่แต่ละชนิดหดหรือขยายในอุณหภูมิที่เปลี่ยนไปไม่เท่ากันจึงเกิดแรงเค้นสะสมในบางจุดและทำให้เกิดรอยแตกขนาดเล็กได้ และเนื่องจากในแร่บางชนิดมีหน้าผลึกมีผลต่อการขยายตัวด้วยอุณหภูมิไม่เท่ากันจึงทำให้ผิวหน้าของผลึกบางส่วนมีการขยายตัวมากกว่าผิวหน้าอื่นๆ ในผลึก จึงแสดงรอยแตกในแต่ละผิวหน้าได้ไม่เท่ากัน เช่น เมื่อแร่ควอตซ์อยู่ติดกับเฟลด์สปาร์ แต่ไม่สามารถขยายตัวออกได้จึงเกิดรอยแตกขนาดเล็กได้ ด้วยเหตุผลดังกล่าว เมื่อหินแกรนิตที่เกิด ณ ที่ผลึกโผล่ขึ้นมาสู่ผิวโลก ทำให้เกิดรอยแตกขนาดเล็กในแร่ควอตซ์ได้ ทำให้หินแกรนิตเกิดการผุพังสลายตัวได้ง่ายขึ้น

นอกจากนั้นรอยแตกขนาดเล็กอาจเกิดได้จากการที่หินเกิดการจมตัวลง(subsiden) หรือยกตัว (uplift) จนโผล่ถึงผิวโลกได้ เช่น กรณีเมื่อหินจมตัวลง ความดันรอบข้างของหินจะเพิ่มขึ้น จนทำให้ผลึกแร่เกิดการบีบอัด และเกิดการกระแทกกันและกัน จนผลึกแร่เกิดการแตกหักได้ ในทางตรงกันข้ามเมื่อหินเกิดการยกตัวและโผล่ถึงผิวโลก โดยอาจเป็นเพราะเกิดการกักความร้อนอย่างมากมาย (และรวดเร็ว) จนทำให้น้ำหนักหินที่เคลกดทับอยู่ข้างบนหายไป ผลึกแร่ขยายตัวออกไปจนในที่สุดแตกหักได้

ในบางครั้งแรงเค้นทำให้เกิดผลึกแฝด และการเลื่อนที่ได้ แต่รอยแตกขนาดเล็กมักเกิดขึ้นหลังจากที่ผลึกแฝดหรือการเลื่อนที่ไม่ได้เกิดอีกต่อไป โดยทั่วไปเรามักแบ่งรอยแตกขนาดเล็กออกเป็น 3 ชนิด (รูป 4.18) ได้แก่

- (1) รอยแตกภายในเม็ดแร่ (intragranular microcracks) ซึ่งมักพบตามแนวแตกเรียบในผลึกแร่เป็นส่วนใหญ่ และเป็นผลมาจากความแข็งแรงของผลึกแร่น้อยกว่าความแข็งแรงของผิวผลึก
- (2) รอยแตกระหว่างเม็ดแร่ (intergranular microcracks) ซึ่งมักพบตรงผิวผลึกต่อผลึก อันเป็นผลมาจากความแข็งแรงของผิวผลึกน้อยกว่าความแข็งแรงของเม็ดผลึกแร่และมักพบในหินที่มีเนื้อละเอียด
- (3) รอยแตกระหว่างเม็ดและภายในเม็ด (transgranular microcracks) ซึ่งจัดว่าเป็นรอยแตกขนาดเล็กที่ตัดระหว่างเม็ดผลึกและผิวผลึกแร่และเกิดเนื่องจากการที่หินมีความแข็งแรงของผิวผลึกมากและก็มีแนวแตกเรียบภายในเม็ดผลึกที่ทิศทางใกล้เคียงกันมากด้วย

โดยทั่วไปในหินก้อนเดียวกันอาจมีรอยแตกขนาดเล็กได้ทั้ง 3 แบบ เพราะหินมัก

ประกอบด้วยแร่ที่มีสมบัติแตกต่างกันรวมอยู่ในก้อนเดียวกัน ส่วนการแตกกระจาย (cataclasis) เป็นการแตกที่ทำให้ได้เศษหินแร่แตกหักป่นกระจายไปตามรอยเลื่อนหรือเขตรอยเลื่อนได้ จนบางครั้งเศษหินที่แตกหักหรือป่นกระจายนี้อาจแสดงการเลื่อนไถลและ/หรือหมุนตัวด้วย ซึ่งเราเรียกว่าแนวไหลแตกกระจาย (cataclastic flow) แม้การไหลของเศษหินป่นดังกล่าวจะอยู่ในสภาพที่เปราะ แต่เศษหินป่นอาจแสดงภาวะความเป็นเนื้อเดียวได้ในมาตราส่วนมิลลิเมตร เช่นติเมตร หรือเป็นร้อยเมตรได้

แนวไหลแตกกระจายนี้อาจเทียบได้กับแนวไหลเป็นเม็ด (granular flow) ได้ ซึ่งเม็ดแร่ที่ไม่มีการจับตัวแน่น การไหลเป็นเม็ดอาจเกิดเฉพาะตรงขอบเม็ดแร่มากกว่าภายในเม็ด และในส่วนของความดันต่ำๆ (นั่นคือบริเวณใกล้ผิวโลกหรือบริเวณที่มีความดันของเหลวมากๆ) โดยส่วนใหญ่เรามักเรียกหินที่มีลักษณะแตกป่นแบบนี้ว่าหินคาตาคลาไซต์จะมีลักษณะรูปเหลี่ยมชัดเจน (รูป 10.19) อันเป็นผลจากการลดขนาดเม็ดผลึกให้เล็กลงหรือลดขนาดเม็ดที่แตกต่างกันให้มีขนาดเท่าๆ กัน ยังผลให้มีปริมาตรมากขึ้นเพราะช่องว่างเกิดขึ้นเมื่อเนื้อหินมีการแตก สาเหตุสำคัญของการเกิดหินคาตาคลาไซต์คือแรงเค้นจากการแปรสัณฐานมักพบในบริเวณที่อยู่ในระดับตื้นที่มีสภาวะเปราะ นั่นก็คือพบในเขตของรอยเลื่อนของเปลือกโลกนั่นเอง

10.2.2 การเกิดผลึกแฝดเชิงกล การหักงอ และการคืบคลานแบบละลาย

การเกิดผลึกแฝดเชิงกล (mechanical twinning) เป็นผลจากการเปลี่ยนลักษณะโดยจากการบิดโค้งแทนการแตกหักในโครงสร้างรูปผลึก เช่น เกิดจากแรงเค้นเฉือนไปตามแนวระนาบผลึก (รูป 10.20) โดยที่โครงข่ายผลึกอีกด้านถูกเฉือนและหมุนด้วยมุมคงที่กับโครงข่ายผลึกอีกด้าน โดยมากมักพบในแคลไซต์และเพกซิโอเอสเฟลด์สปาร์ เนื่องจากแร่ทั้งสองมีระนาบผลึกและระนาบผลึกมีการวางตัวที่ความเค้นเฉือนทำให้เกิดการหมุน

สิ่งจำเป็นในการเกิดผลึกแฝดคือ ความแตกต่างของแรงเค้นที่กระทำต่อโครงข่ายผลึก โดยไม่คำนึงถึงความดันรอบข้าง อุณหภูมิหรือการเปลี่ยนปริมาตรเม็ดผลึกแร่ภายในหิน

ดังนั้นการเกิดผลึกแฝดจึงเกิดขึ้นได้อย่างรวดเร็วถ้าโครงข่ายผลึกเกิดการหมุนแต่หลังจากนั้นแรงเครียดต้องไม่เพิ่มขึ้นจากเดิม เพราะถ้ามีแรงเครียดเพิ่มขึ้นจะไปหยุดยั้งการเกิดผลึกแฝด ณ อุณหภูมิต่ำ กระบวนการเกิดผลึกแฝดอาจทำให้ผลึกแฝดแตกออกตามระนาบผลึกแฝด (twin plane) ได้ตามแนวการแตกหนึ่ง ด้วยเหตุนี้เรา

จึงแบ่งแร่แคลไซต์ออกเป็นหลายแบบโดยอาศัยรูปร่างทางเรขาคณิตของผลึกแคลไซต์ ซึ่งแปรผันตามอุณหภูมิและความดันของการเปลี่ยนแปลงลักษณะของผลึกแคลไซต์ (รูป 10.21)

โดยทั่วไปเราสามารถคำนวณหาแรงเค้นและความเครียดได้จากผลึกแคลไซต์โดยอาศัยระนาบการวางตัวของผลึกแคลไซต์ (twin plane) เมื่อเทียบกับทิศของแกนหลักความเครียด (principal strain) ตามที่แสดงในรูป 10.22 ระนาบผลึกแคลไซต์มักทำมุม 45° กับระนาบหรือแนวแรงเค้น

รอยหักงอ (kinking) มีภาวะการเกิดคล้ายการเกิดผลึกแคลไซต์ จึงมักเกิดในโครงข่ายผลึกตามแนวระนาบที่มีความแข็งแรงน้อยกว่าในผลึก รอยหักงอจึงมักเกิดเป็นแถบไม่ต่อเนื่องในผลึก (รูป 10.23) ตัวอย่างเช่น แร่แผ่นจำพวก “แร่ไมกาขาวและดำ (biotite & muscovite mica) เมื่อมีแรงมากจะทำให้เกิดการหลุดชั้นลงในทิศที่ขนานกับแนวแตกเรียบ (cleavage) ด้วยเหตุนี้รอยหักงอจึงถูกอัดแน่นเพราะการเอียงตัวของโครงข่ายผลึกไม่ได้จำกัดอยู่ ณ มุมใดมุมหนึ่งหรือที่ใดที่หนึ่งเหมือนกับการเกิดผลึกแคลไซต์

การละลายโดยความดัน (pressure solution) การคืบเคลื่อนแบบละลายออก (dissolution creep) เป็นผลมาจากกรณีที่แร่บางตัวถูกละลายออกและไปตกผลึกใหม่ในที่อื่น (รูป 10.24) เนื่องจากมีของเหลวที่เคลือบอยู่ระหว่างเม็ดผลึกหรือของเหลวในช่องว่างระหว่างผลึก โดยที่ของเหลวเหล่านี้เกิดจากการที่เนื้อผลึกถูกทำลายจากผิวสัมผัสกับบริเวณแรงเค้นอัดสูง และถูกขับเคลื่อนให้ไปสะสมตัวในบริเวณที่มีแรงเค้นต่ำ เม็ดผลึกจึงเปลี่ยนรูปร่างไปเนื่องจากการเคลื่อนที่ของของเหลว ซึ่งการละลายออกไปโดยความดันนี้ถือว่าการเคลื่อนย้ายระหว่างเม็ดภายในเนื้อผลึก

การคืบเคลื่อนจากการละลายหรือการคืบเคลื่อนละลาย (dissolution creep) ขึ้นอยู่กับ 3 กระบวนการใหญ่ๆ ได้แก่ (1) การละลายออกไป (dissolution) (2) การแพร่หรือการเคลื่อนย้ายและ (3) การตกผลึกใหม่ (รูป 4.25)

ตัวอย่างการเพิ่มความแตกต่างของแรงเค้นจนทำให้เกิดการคืบเคลื่อนจากการละลายได้แก่ การเกิดแนวหินหิน (stylolites) (รูป 10.26) ซึ่งมักพบแร่สีน้ำตาลที่เหลื่อค้างหลังจากเกิดการละลายแร่บางแร่ออกไป แร่ดังกล่าวได้แก่ แร่ไมกา แร่ดิน สารอินทรีย์ และสารประกอบคาร์บอน ตลอดจนออกไซด์ของเหล็กและแมงกานีส โดยทั่วไปเราเรียกสารละลายจากที่อื่นที่ตกผลึกในผลึกแร่อีกตัวหนึ่งว่าเงาความดัน (pressure shadow) แต่ถ้าสารละลายนั้นตกผลึกในแร่เดิมเรียกว่าการพอกพูน (overgrowth) ซึ่งมักปรากฏในรูปเส้นใย (fiber) ซึ่งเป็นเส้นยาวๆ คล้ายหนวดปลาแปดม (wedge-shaped beard) (ดูรูป 10.27 และ 10.28) หรือในสายแร่ซึ่งมักประกอบด้วยเส้นใยที่ขยายใหญ่ขึ้นตามแนวแรงเค้นค่าหลักน้อย (minimum stress axis) อย่างไรก็ตามมีหลายครั้งที่พบว่าสารละลายได้เคลื่อนย้ายไปยังที่อื่นที่ห่างออกไปจากแหล่งกำเนิดจนทำให้เกิดการสูญเสียมวลได้ บางทีสารละลายจะถูกเคลื่อนย้ายไปที่อื่นที่ไกลจากแหล่งกำเนิดจนทำให้เกิดการสูญเสียมวล

วงรีความเครียดของการคืบเคลื่อนละลายแสดงในรูป 10.29 เงื่อนไขต่อการเกิด dissolution creep จะเกิดในช่วงกว้างของการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ, ค่าความแตกต่างทางความเค้น และต้องมีของเหลวอยู่ร่วมด้วย เช่น การเกิด stylolite ในหินปูนขณะถูกน้ำหนักกดทับจากหินที่อยู่ข้างบน

10.2.3 การคืบเคลื่อนแบบกระจายปริมาตร (Volume-diffusion creep หรือ Nabarro-Herring creep)

ก่อนที่จะกล่าวถึงการคืบเคลื่อนแบบนี้ขอให้อธิบายว่าการคืบเคลื่อน (creep) คำนี้แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงลักษณะที่ค่อยเป็นค่อยไปอย่างช้าๆ ในหิน ซึ่งส่วนใหญ่เป็นผลมาจากความเครียดที่แตกต่างกัน ซึ่งอยู่ในระดับที่ต่ำกว่าความแข็งแรงของหินต่อความแตกหัก ความแตกต่างทางความเครียดที่อยู่ในระดับต่ำกว่าความ

แข็งแรงต่อการแตกหักของหิน เราแบ่งการคืบเคลื่อนออกเป็น 3 ประเภท ได้แก่ คืบเคลื่อนแพร่กระจาย (diffusion creep), (dissolution creep) และ dislocation creep

การแพร่(diffusion)เกิดจากการที่อะตอมเคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในโครงสร้างผลึกแร่ตามผิวสัมผัสของเม็ด และช่องว่างระหว่างเม็ดแร่ที่มีของเหลวบรรจุ(pore fluids) ก่อให้เกิดอะตอมกระโดดข้ามด้านต่อต้านในระหว่างผลึกแร่(รูป 10.30)

การแพร่มีความสัมพันธ์ที่เกี่ยวเนื่องกับอุณหภูมิ ระยะห่างระหว่างผลึก ความหนืด และความบริสุทธิ์ของผลึก เมื่ออุณหภูมิสูงขึ้น อะตอมจะถูกกระตุ้นเกิดการเคลื่อนที่ ในสภาวะที่เป็นของแข็ง การแพร่จะเกิดขึ้นได้ช้ามากเพราะอะตอมเกาะยึดกันแน่น แต่ถ้าในสภาพของเหลวหรือหนืดการแพร่จะเกิดขึ้นได้เร็วขึ้น ดังนั้นในผลึกของแข็งการแพร่จะเกิดขึ้นได้จำเป็นต้องมีช่องว่างหรือความไม่สมบูรณ์ของผลึก ด้วยเหตุนี้ยังผลึกมีความไม่บริสุทธิ์มากเท่าใด การแพร่ก็จะเกิดขึ้นได้มากขึ้น การแพร่มีผลอย่างมากต่อหินที่มีเนื้อละเอียดเพราะระยะทางระหว่างอะตอมที่จะเคลื่อนที่ไปสั้น

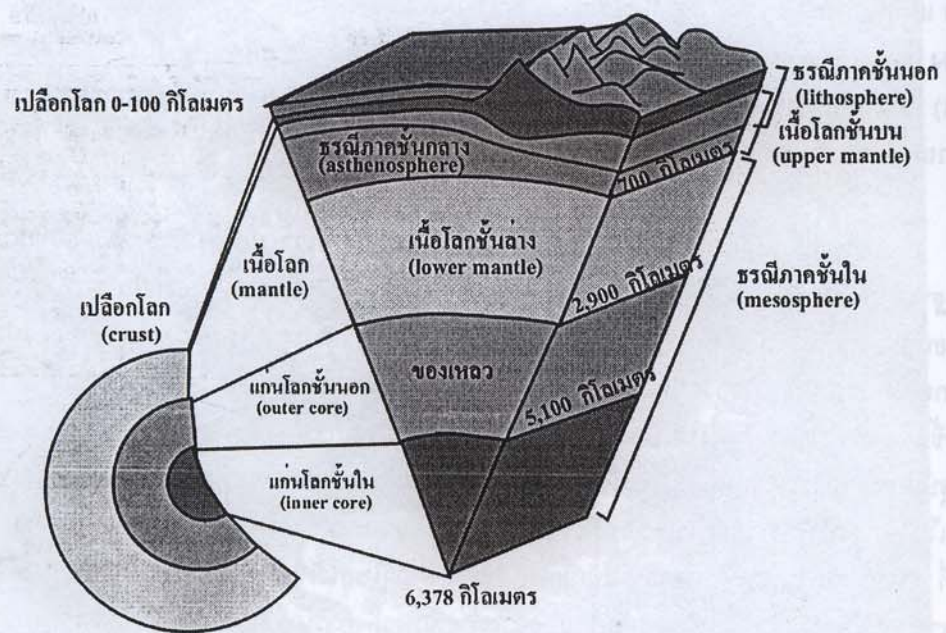
การคืบคลานแบบกระจายปริมาตร(volume-diffusion creep) มักเกิดที่อุณหภูมิสูงแต่ ณ ที่แรงเค้นต่ำ(รูป 10.31ก) การแพร่ระหว่างเม็ดผลึกแร่ทำให้เกิดการเปลี่ยนรูปร่างของเม็ดได้ การมีช่องว่างในองค์ประกอบระหว่างโมเลกุลหลายๆ จึงทำให้หินมีรูปร่างเปลี่ยนไปแต่ยังคงมีปริมาตรคงที่ เนื่องจากอะตอมเพียงเคลื่อนย้ายจากบริเวณที่มีแรงเค้นมากไปสู่บริเวณที่มีแรงเค้นน้อย และทำให้ช่องว่างเปลี่ยนตำแหน่งจากบริเวณที่มีเค้นต่ำไปสู่บริเวณที่มีความเค้นสูง ตามที่แสดงด้วยวงรีความเครียดในรูป 10.31ข

เมื่อผลึกถูกกระทำด้วยแรงเครียด ช่องว่างในผลึกจะแพร่กระจายออกไปที่ผิวผลึกด้านที่มีค่าแรงเค้นสูงมากกว่า การเคลื่อนย้ายของช่องว่างจากด้านหนึ่งไปยังอีกด้านหนึ่งภายในโครงสร้างผลึกจะตรงกันข้ามกับการเคลื่อนย้ายของอะตอม ผลการคืบเคลื่อนแพร่กระจายปริมาตรจึงทำให้รูปร่างผลึกเปลี่ยนแปลงได้(รูป10.31) ด้วยเหตุนี้การแพร่จะเกิดขึ้นได้ดีเมื่อเม็ดแร่มีขนาดกลมเท่ากันทุกทิศทาง ดังนั้นเมื่อเม็ดแร่ยึดออกไปจึงทำให้ระยะการแพร่กระจายยาวขึ้นและการแพร่เกิดขึ้นได้ช้าลง แม้การคืบเคลื่อนแบบนี้จะเป็นกลไกการเปลี่ยนลักษณะที่สำคัญ แต่การแพร่กระจายเกิดขึ้นได้ช้ามาก จึงทำให้การทดลองในห้องปฏิบัติการได้ยากสำหรับแร่ประกอบหิน

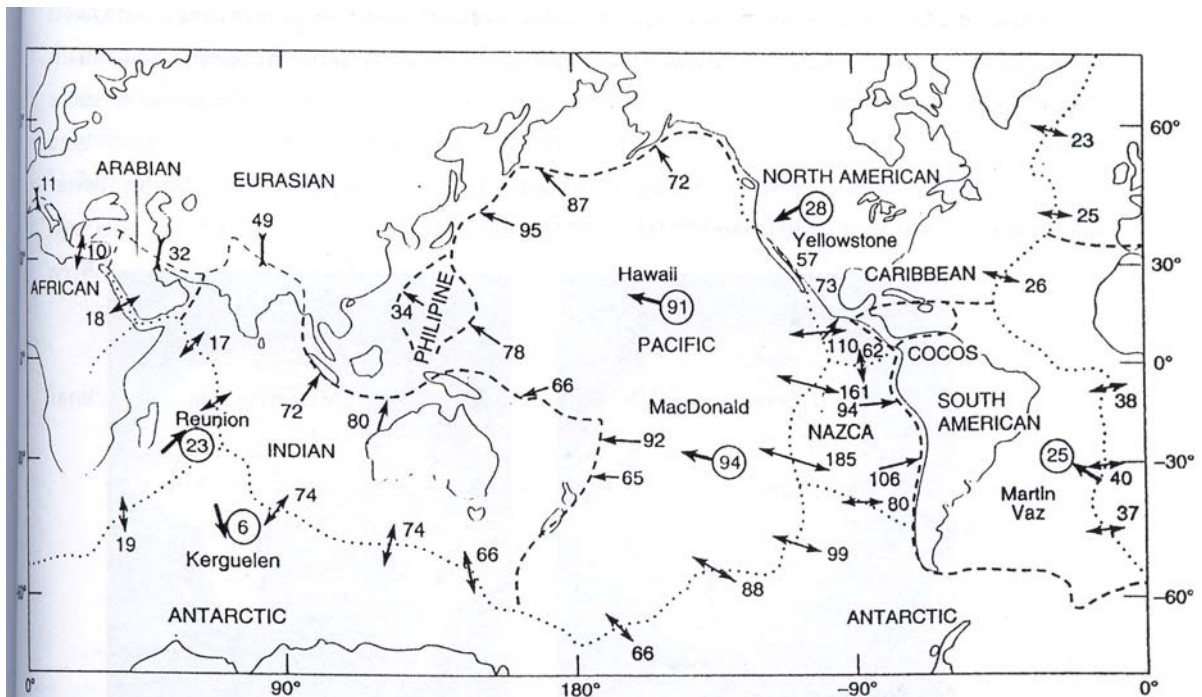
10.2.4 การคืบเคลื่อนแพร่กระจายตามขอบแร่(Grain-boundary diffusion creep)

ตามปกติแล้วมักเกิดการคืบเคลื่อนได้ตามผิวของเม็ดแร่(grain-boundary diffusion หรือ Coble creep) (รูป 10.32) การคืบเคลื่อนแบบนี้มีลักษณะคล้ายกับแบบกระจายปริมาตร กล่าวคือวัตถุจะเคลื่อนย้ายจากส่วนผิวที่มีค่าของแรงเค้นอัด(compressive stress)มากไปหาน้อย เส้นทางเคลื่อนที่อาจยาวกว่าเพราะอะตอมแต่ละช่องว่างจะเคลื่อนไปตามผิวสัมผัสของเม็ดขนาดมากกว่าตัดทะลุเม็ด ดังนั้นการคืบเคลื่อนแบบนี้จึงไม่มีโอกาสเกิด grain-boundary มากกว่าการคืบเคลื่อนแบบกระจายปริมาตร เพราะเกิดในอุณหภูมิที่ต่ำกว่า





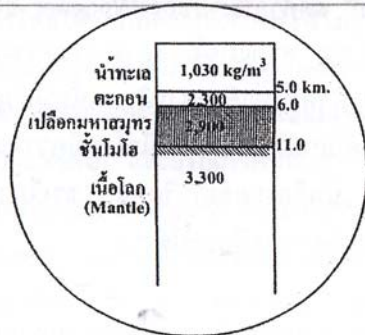
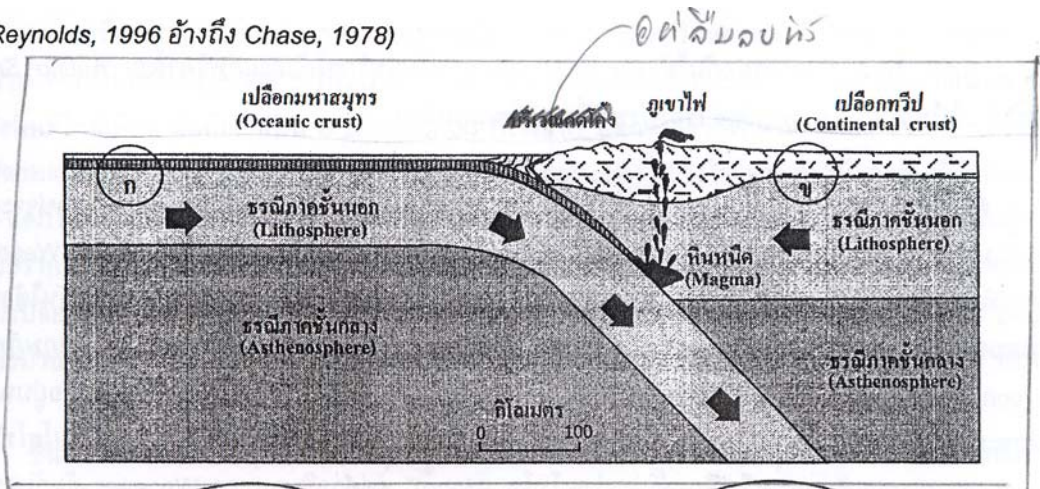
รูปที่ 10.1 ลักษณะพื้นผิวภายนอกและภายในของโลกของโลก รูปบนลักษณะภายนอกจากภาพถ่ายทางดาวเทียม รูปล่างลักษณะภายในของโลกที่เราทราบในปัจจุบัน (แหล่งที่มา: ภาพบนโดย องค์การสำรวจอวกาศ (NASA) ภาพล่างปรับปรุงต่อจาก United State of Geological Survey (USGS))



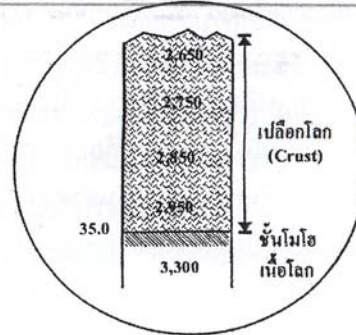
รูปที่ 10.2 แผ่นโลกและทิศทางของความเร็วของแผ่นโลก (แหล่งที่มา: Figure 10.1 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Chase, 1978)

อศลิมลพหวิ

and Reynolds, 1996 อ้างถึง Chase, 1978)



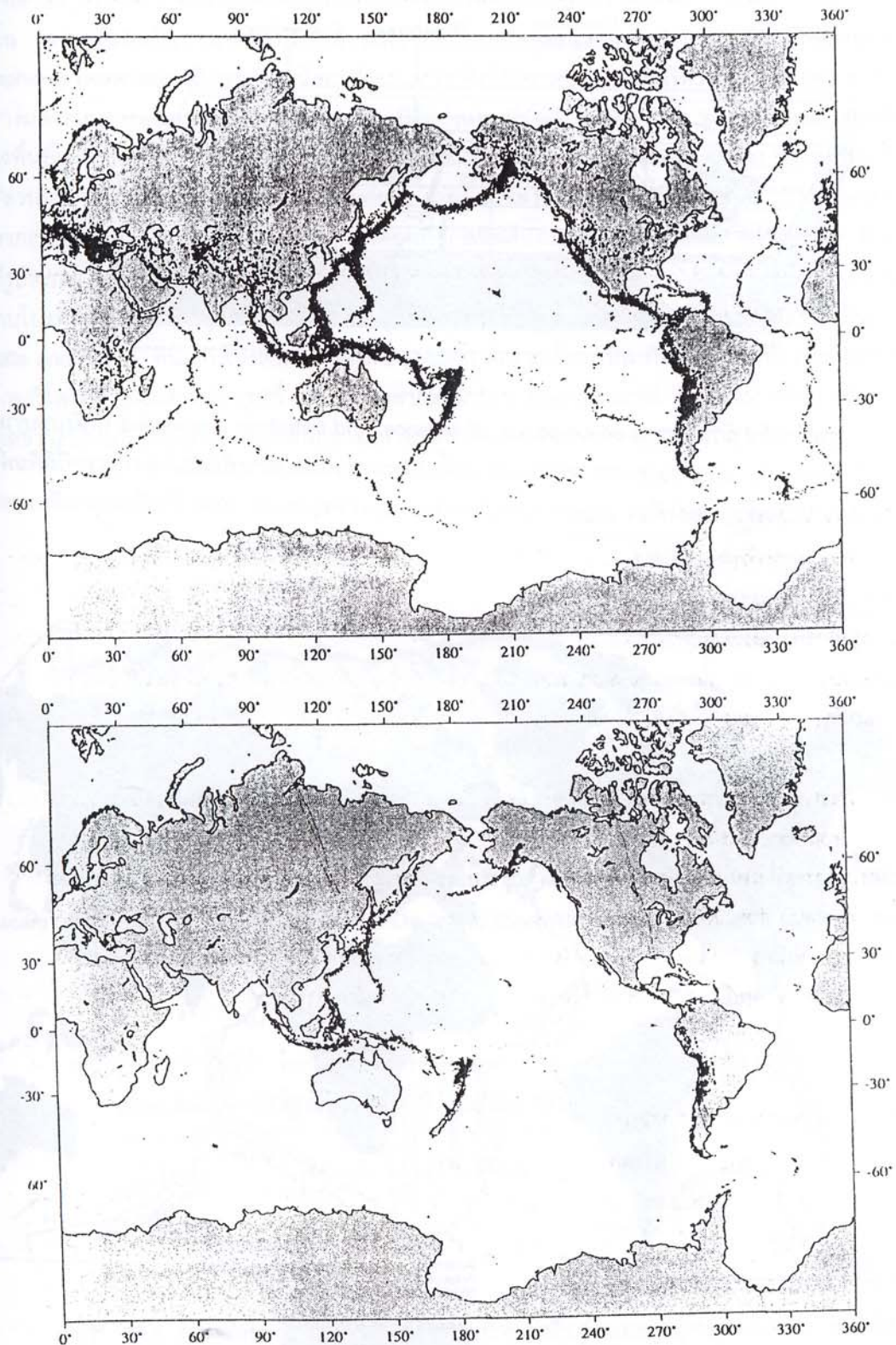
(ก) เปลือกมหาสมุทร (Oceanic plate)



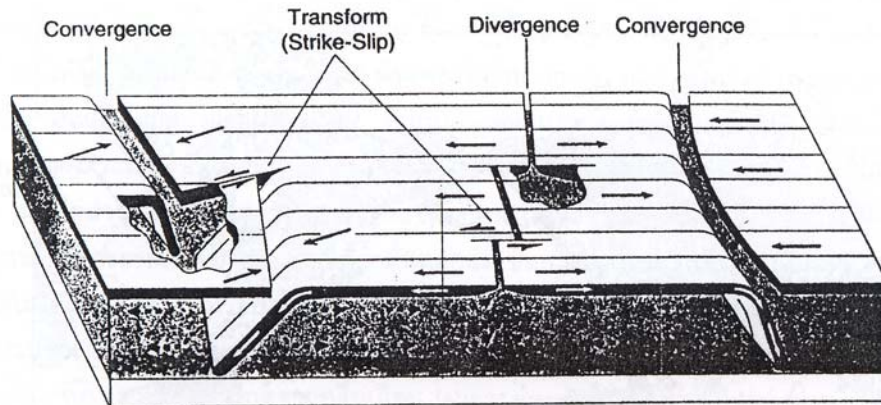
(ข) เปลือกทวีป (Continental plate)

รูปที่ 10.3 ลักษณะของแผ่นทวีปและแผ่นมหาสมุทร บริเวณเขตมุดตัวของแผ่นโลก (ภาพปรับปรุง
 ต่อยจาก Plummer and McGeary, 1991)

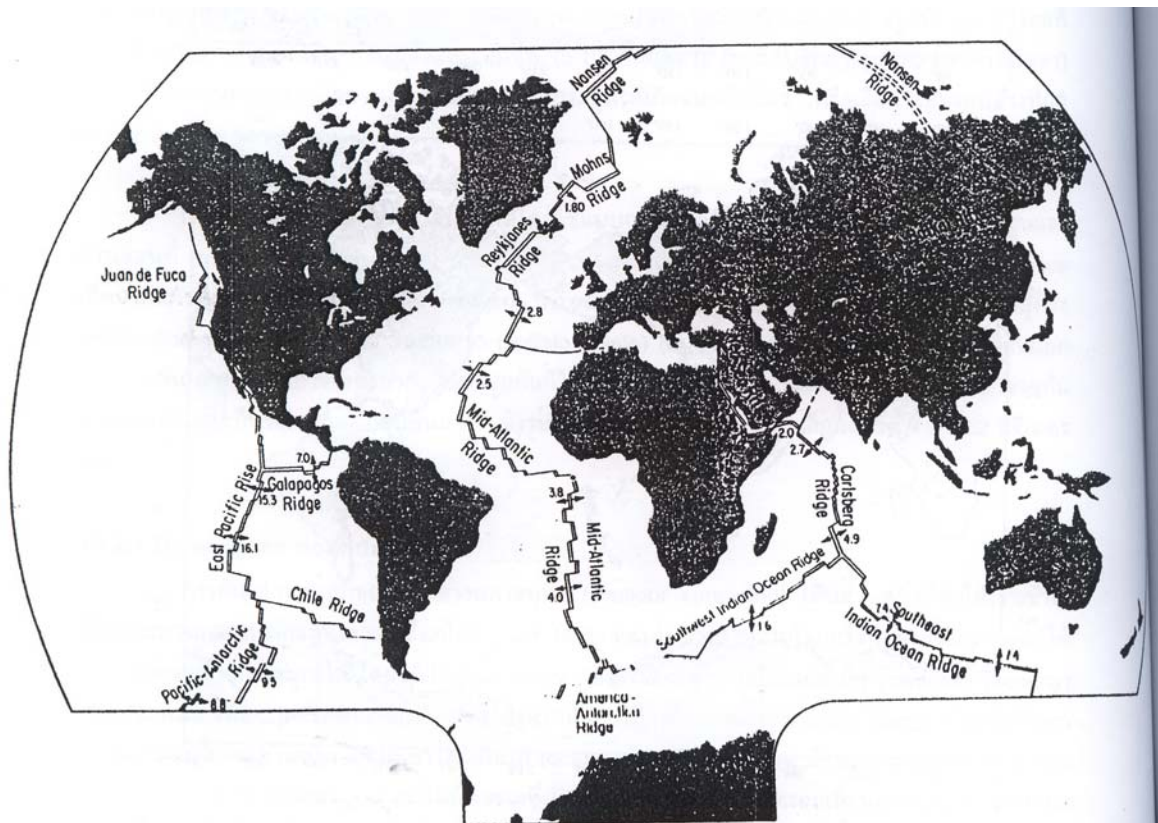




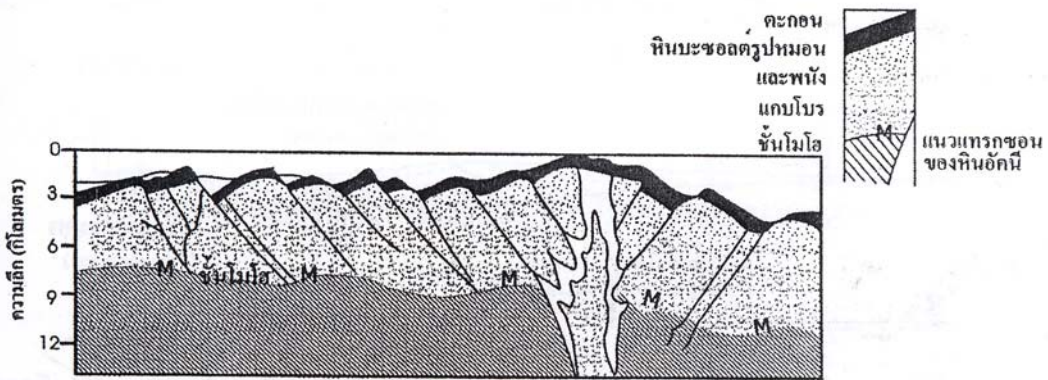
รูปที่ 10.5 บริเวณที่เกิดแผ่นดินไหวระหว่างปี ค.ศ. 1970-1990 (ก) แผ่นดินไหวเกิดที่ระดับตั้งแต่ผิวโลกถึง 100 กิโลเมตรจากผิวโลก (ข) แผ่นดินไหวขนาดตั้งแต่ 100-700 กิโลเมตรจากผิวโลก (แหล่งที่มา: Figure 1.11 โดย Lay and Wallace, 1995)



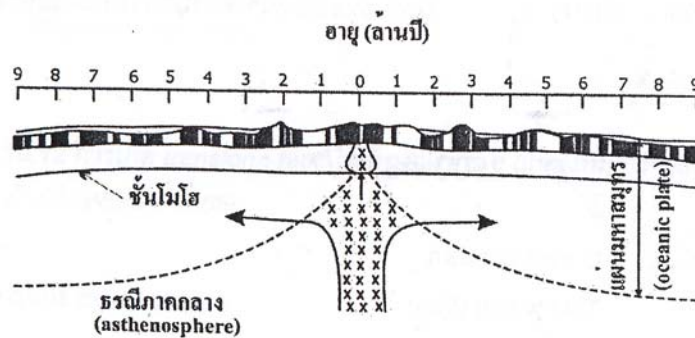
รูปที่ 10.6 ลักษณะของ convergence, divergence, and transform boundaries ให้สังเกตภาพนี้ ส่วนใหญ่เมื่อกล่าวถึง plate tectonics จะนำเอาภาพนี้มาประกอบเสมอเพราะถือเป็นผลงานแรกที่ตีพิมพ์ถึง ทฤษฎี plate tectonics (แหล่งที่มา: Figure 10.8 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึงผลการศึกษาของ Isacks, Oliver and Sykes, 1968)



รูปที่ 10.7 ลักษณะของแนวแยกกลางมหาสมุทร (oceanic ridge system) (แหล่งที่มา: Figure 10.11 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Lowman, 1981)

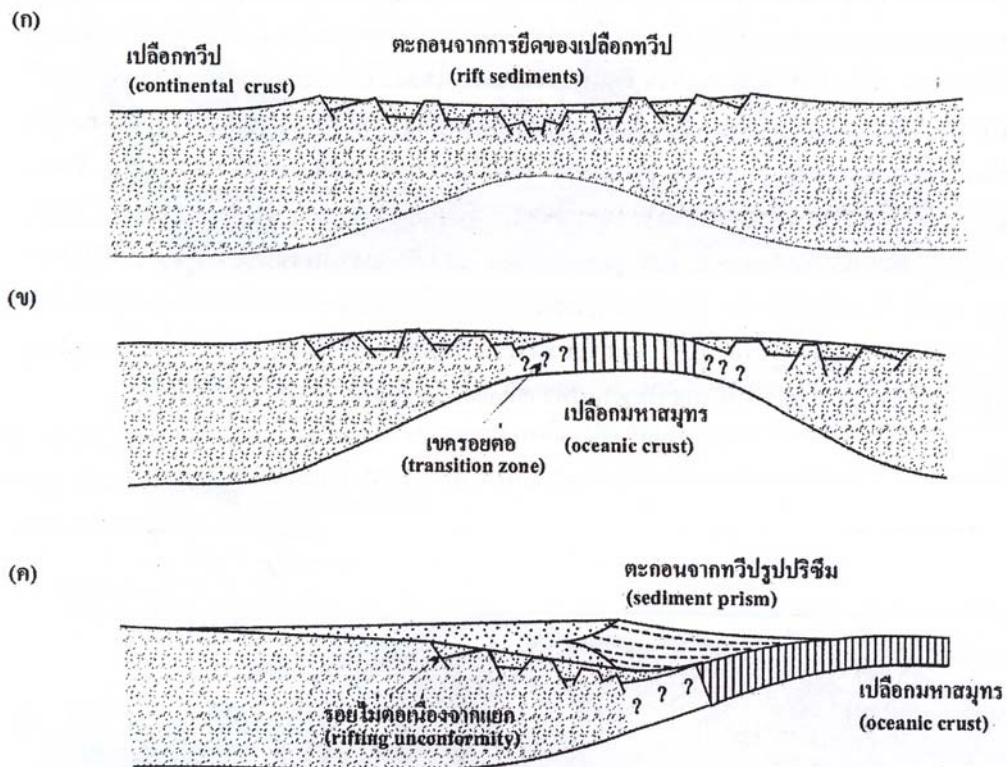


รูปที่ 10.8 ภาพแสดงลักษณะของหินที่พบในบริเวณ oceanic ridge ภาพที่แสดงไม่ได้เป็นแบบ true scale (1:1) (แหล่งที่มา*: Figure 10.13 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Noltimer, 1973)

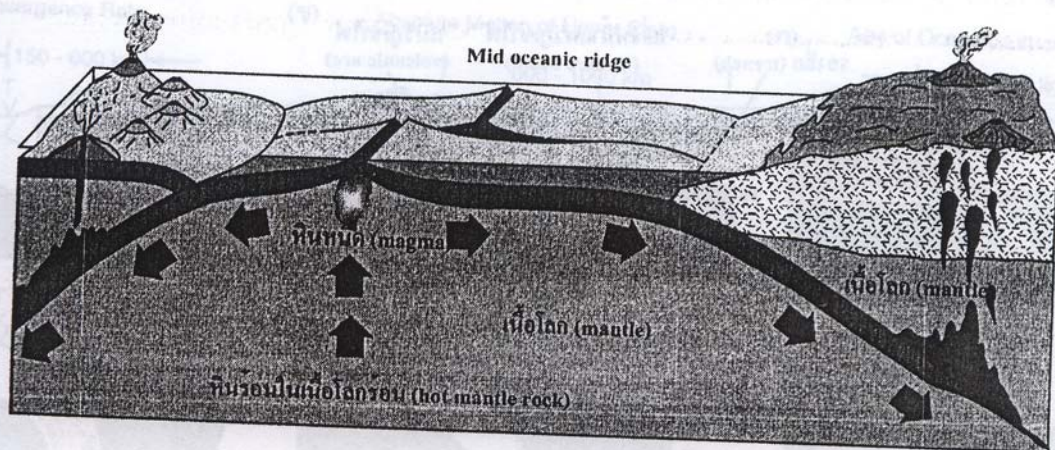


รูปที่ 10.9 ภาพตัดขวางของของบริเวณการแยกของพื้นกลางมหาสมุทร (seafloor spreading) (แหล่งที่มา*: Figure 10.14 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Kearey and Vine, 1990)

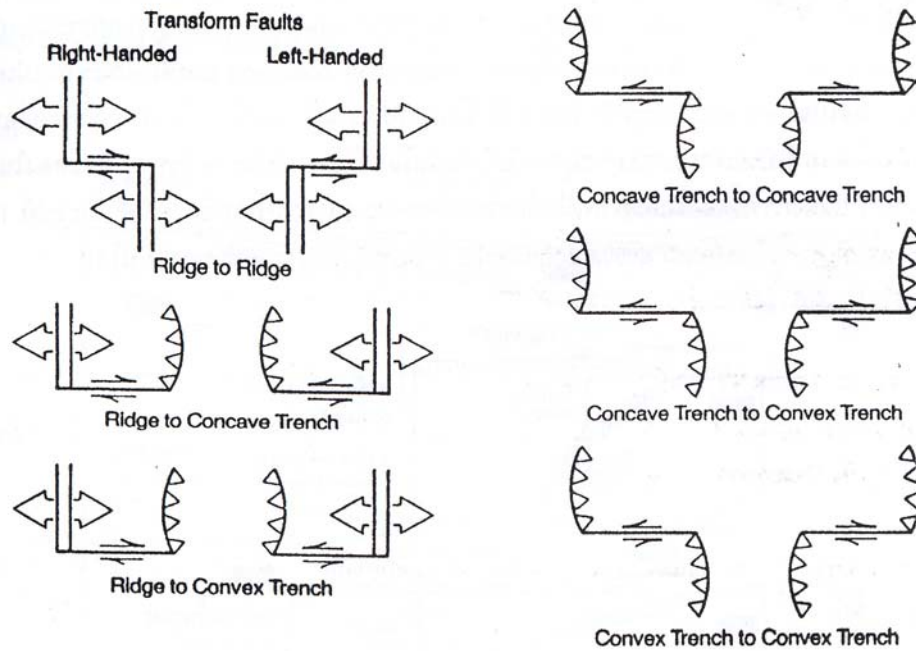
การเกิด divergence ในแผ่นโลกไม่ได้เกิดเฉพาะในแผ่นมหาสมุทร ยังพบในแผ่นทวีปด้วยดังรูปที่ 10.10 โดยมีการเกิด extension ของแผ่นทวีป ได้ลักษณะของ rift basin กระบวนการ extension เกิดเรื่อยๆ



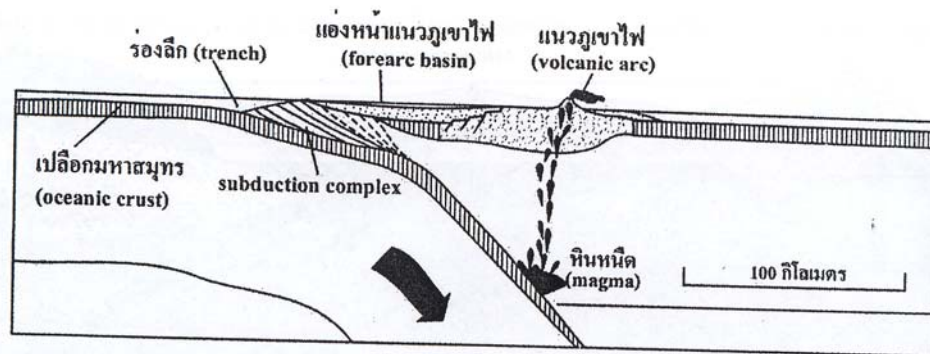
รูปที่ 10.10 การพัฒนาการเกิดแบบ passive margin (ก) เมื่อมีการยืดและจมตัวลง (ข) เกิดการแทนที่ของ oceanic crust (ค) เกิดการจมตัวของ passive margin (แหล่งที่มา*: Figure 10.15 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Dickinson, 1980)



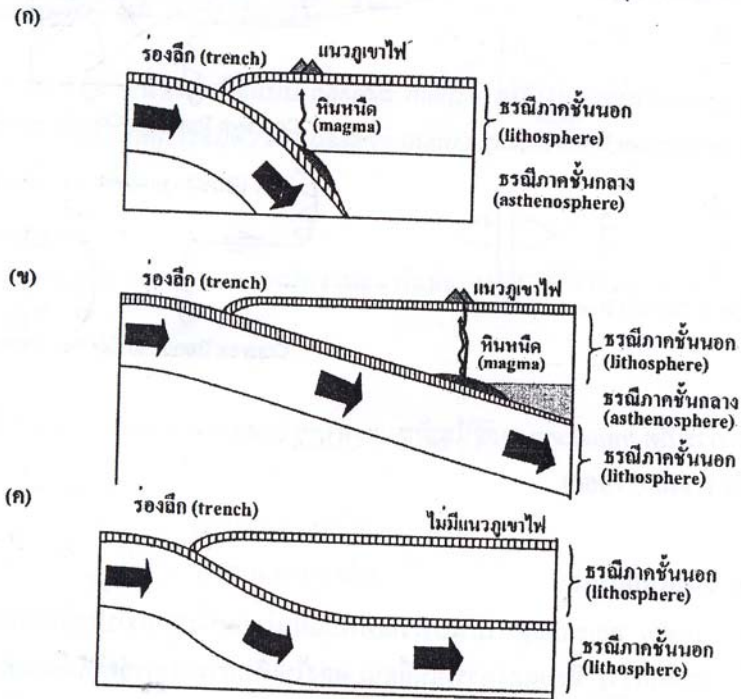
รูปที่ 10.11 ลักษณะของแนวแยกกลางมหาสมุทร (mid oceanic ridge) (ภาพปรับปรุงต่อจาก Plummer and McGeary, 1991)



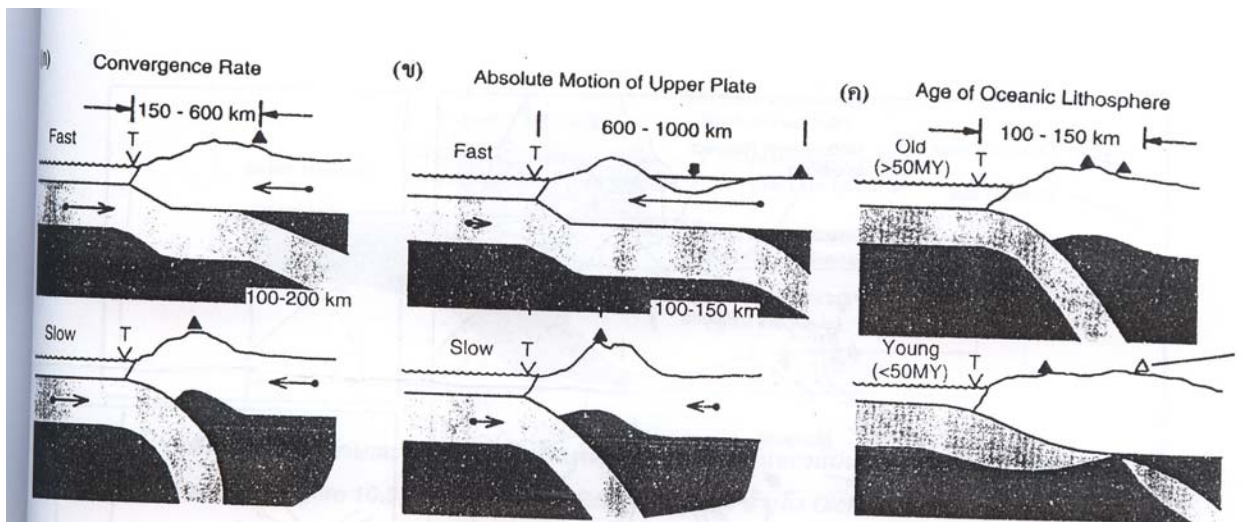
รูปที่ 10.12 การเกิด transform fault ในลักษณะต่างๆ (แหล่งที่มา: Figure 10.21 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Wilson, 1965)



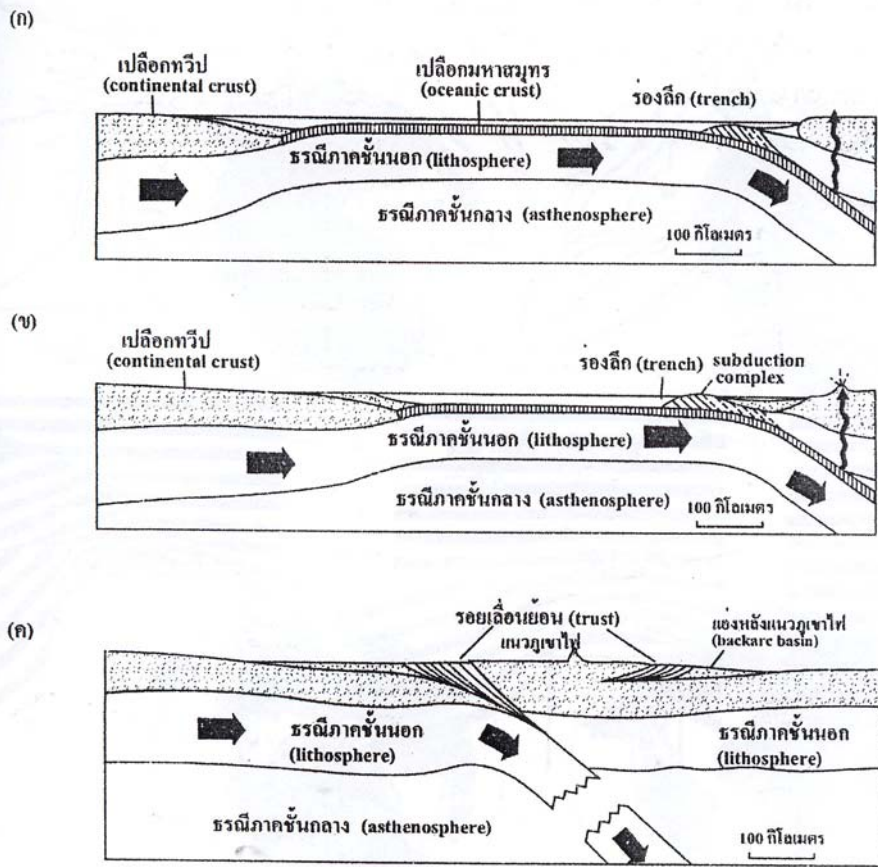
รูปที่ 10.13 ลักษณะของ subduction complex ของ convergent boundary (แหล่งที่มา*: Figure 10.24 โดย Davis and Reynolds อ้างถึง Dickenson, 1977)



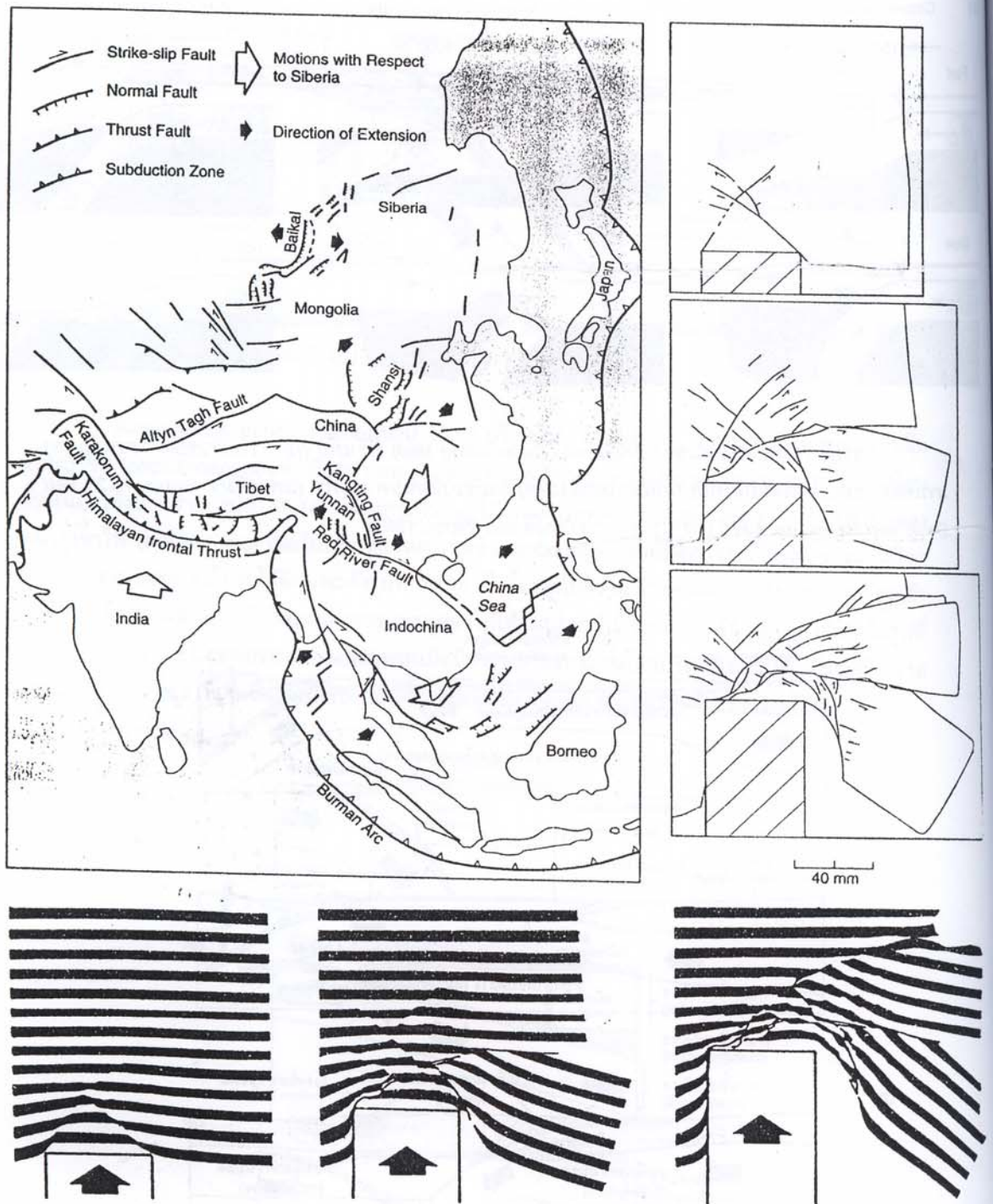
รูปที่ 10.14 ลักษณะของแนวภูเขาไฟ (volcanic arc) พบหินหนืดพวกแอนดีไซต์ (andesitic magma) เกิดในบริเวณเปลือกโลก (crust) ของแผ่นโลกที่มุดลงสัมผัสกับธรณีภาคชั้นกลาง (asthenosphere) (ภาพปรับปรุงต่อจาก Plummer and McGear, 1991)



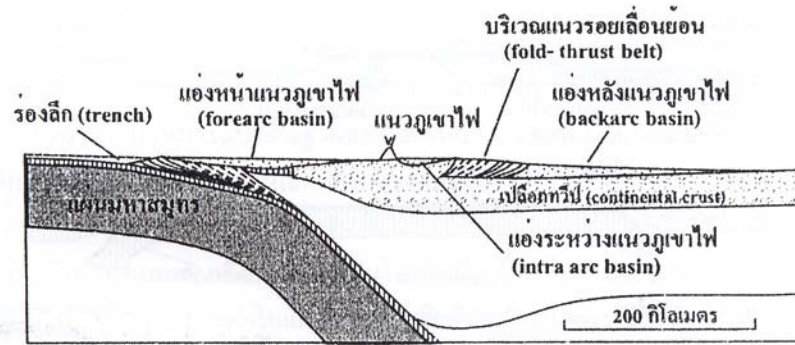
รูปที่ 10.15 ลักษณะของแผ่นที่มุดลง (subducting slab) ที่ขึ้นกับ (ก) ความเร็วของการชนกัน (ข) การเคลื่อนของแผ่นโลกบนเทียบกับแผ่นโลกล่าง (ค) อายุของแผ่นมหาสมุทร (แหล่งที่มา: Figure 10.31 โดย Davis and Reynolds, 1996 ปรับปรุงต่อจาก Cross and Pilger, 1982)



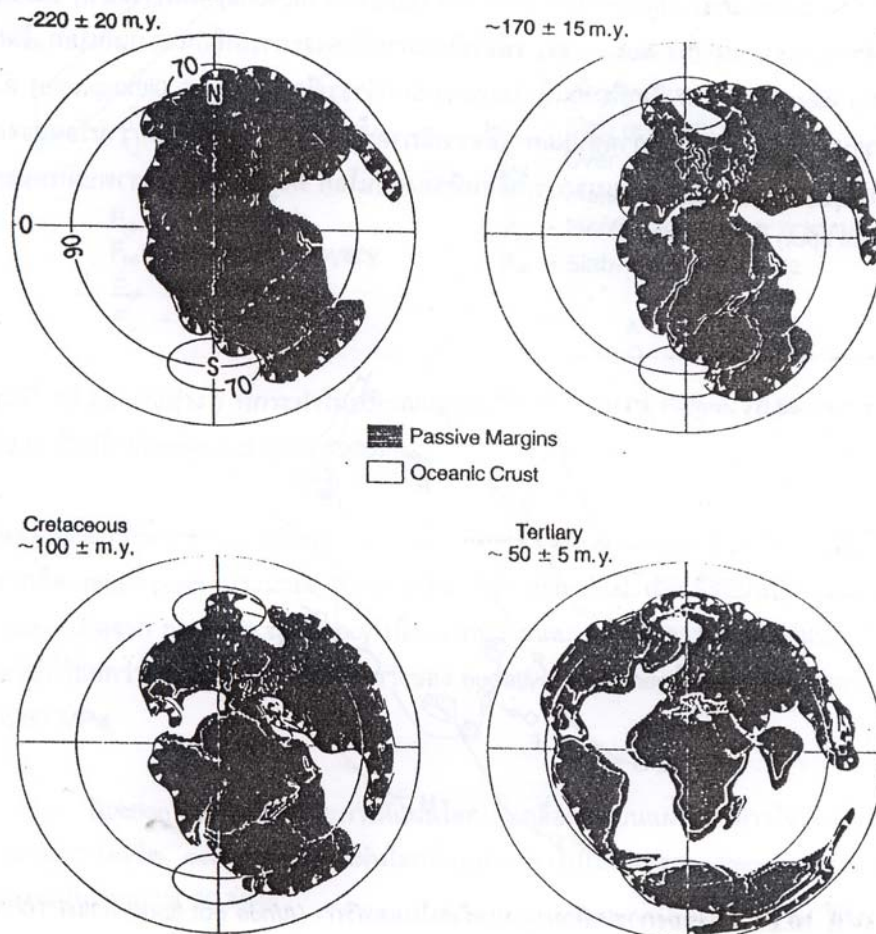
รูปที่ 10.16 ลักษณะของ continental-continental collision ทำให้ได้แผ่นดินโลกที่เป็นทวีปใหญ่ขึ้น (ภาพปรับปรุงต่อจาก Plummer and McGary, 1991)



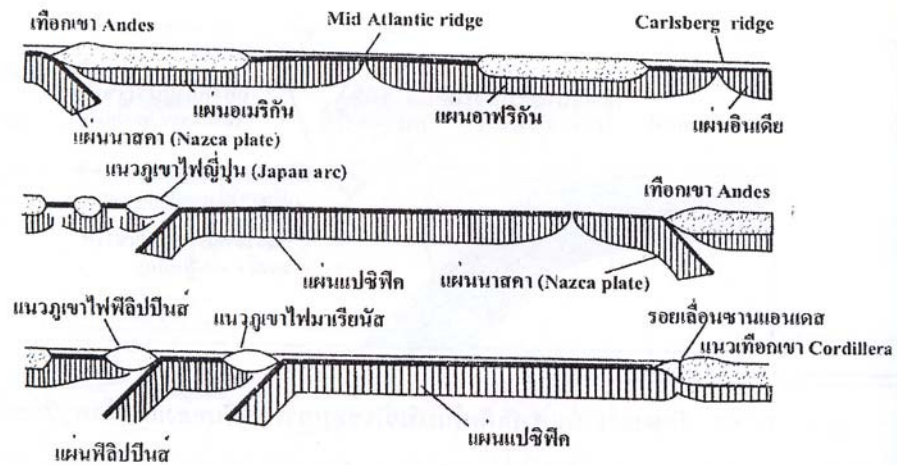
รูปที่ 10.17 (ก) แผนที่แสดงผลการเคลื่อนชนกันของเอเชียตะวันออกเฉียง (ข) แสดงรูปจำลองให้แผ่นอินเดียชนแผ่นยูเรเชีย (ค) ภาพขยายใกล้ของลักษณะที่ปรากฏเมื่อเกิดการชน (แหล่งที่มา: Figure 10.42 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Tapponnier et al., 1982)



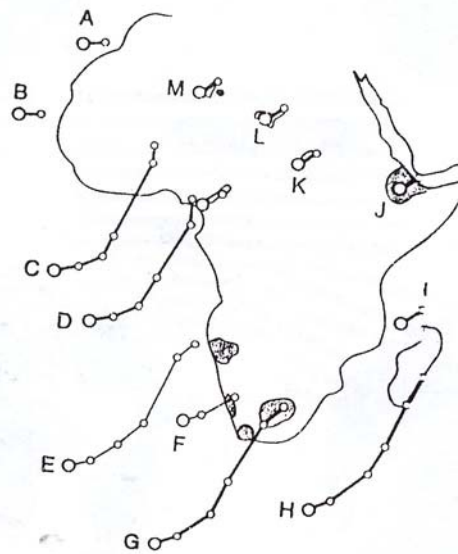
รูปที่ 10.18 ลักษณะของแอ่งที่เกิดในบริเวณขอบการชนกันของแผ่นโลก (active continental margin) (แหล่งที่มา: Figure 10.37 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Dickenson, 1977)



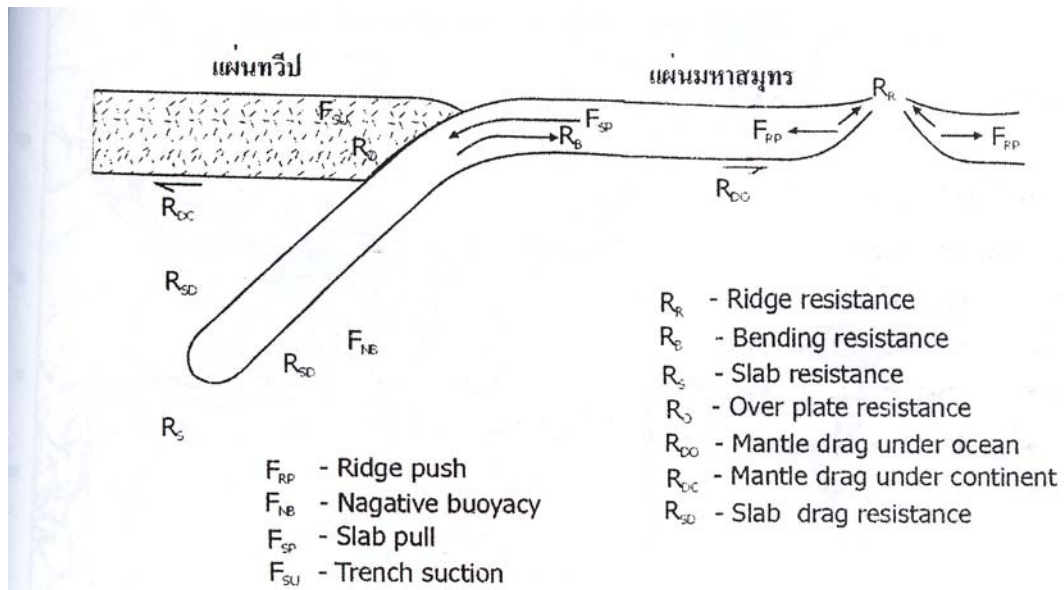
รูปที่ 10.19 ภาพแสดงลักษณะของแผ่นโลกในอดีต (แหล่งที่มา: Figure 10.45 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Bally and Snelson, 1980)



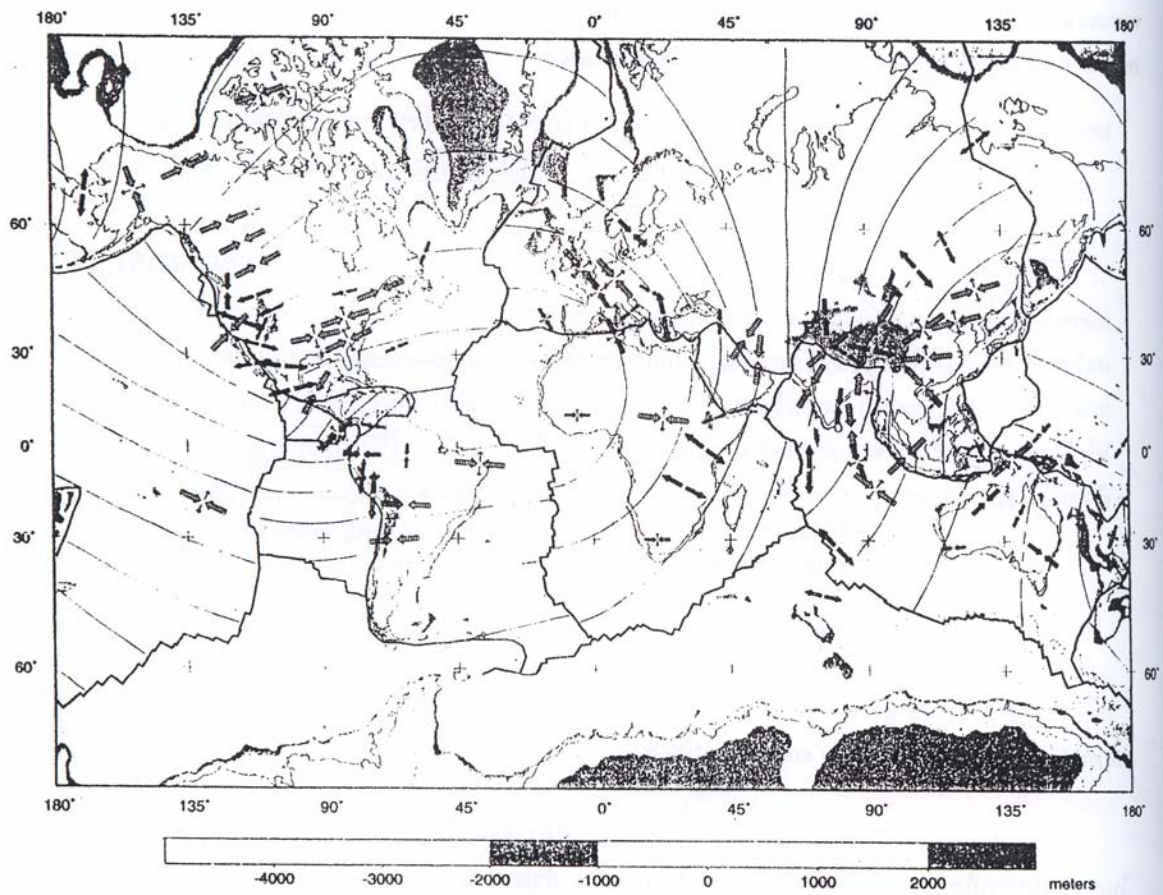
รูปที่ 10.20 ภาพตัดขวางของแผ่นโลกต่างๆ ของโลก (แหล่งที่มา*: Figure 10.46 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Dewey and Bird, 1970)



รูปที่ 10.21 ภาพของการเคลื่อนของจุดร้อนในแอฟริกา (Africa hot spot) ตั้งแต่ 100 Ma วงกลม แสดงแนวที่น่าจะเป็นการเคลื่อนที่ของแผ่นโลก (แหล่งที่มา*: Figure 10.48 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Duncan, 1981)



รูปที่ 10.22 แรงต่างๆ ที่กระทำในบริเวณแผ่นโลก (แหล่งที่มา*: Figure 10.66 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Kearey and Vine, 1990)



รูปที่ 10.23 ภาพแสดงทิศทางของแนวแรงที่กระทำในแผ่นโลกต่างๆ ของโลก (แหล่งที่มา: Figure 10.68 โดย Davis and Reynolds, 1996 อ้างถึง Zoback, 1992)

รูป 10.1 ภาพบนสายแร่ควอตซ์(*quartz vein*) ถูกทำให้เปลี่ยนลักษณะโดยการคดโค้ง ความยาวของสายแร่ควอตซ์ในภาพประมาณ 30 เมตร ภาพล่าง การเปลี่ยนลักษณะของหิน ควอตไซต์ ที่อุณหภูมิ 900° ความดัน $1,500 \text{ MPa}$ ด้วยอัตราการเกิดความเคียด 10^{-6} s^{-1} (แหล่งที่มา: ภาพบนจาก *Michael Williams, University of Massachusetts* และภาพล่างจาก *Jan Tullis, Brown University*)

รูป 10.2(ก) รูปจำลองลักษณะการเกิดของผลึกแร่ฟลูออไรท์ ซึ่งประกอบด้วย อะตอม โมเลกุล และโครงข่ายจับตัวเป็นรูปผลึกที่สมบูรณ์ (ภาพปรับปรุงต่อจาก *Perkins, 2001* ส่วนภาพถ่ายรูปผลึกฟลูออไรท์โดย *G. Tolson, Mexico*)

รูป 10.2(ข) โครงร่างผลึกตาข่าย(*crystalline lattice*) รูปสี่เหลี่ยมแบบง่าย ๆ หน่วยเซลล์(*unit cell*) เป็นหน่วยที่เล็กที่สุดที่เป็นตัวแทนขององค์ประกอบโครงข่าย วงกลมแทน อะตอม ไอออน หรือโมเลกุล เส้นต่อระหว่างวงกลมแทนแขนการยึดเหนี่ยวของพันธะ(*bonding*)

รูป 10.3 การเปลี่ยนลักษณะโครงข่ายผลึก (ก) รูปร่างโครงผลึกก่อนการเปลี่ยนลักษณะ (ข) เมื่อมีแรงกระทำทุกทิศทุกทางจนปริมาตรเปลี่ยนแปลงทำให้โครงผลึก(*space lattice*) หดสั้น (ค) เมื่อโครงผลึกถูกแรงดึงโดยเกิดการยืดออก ทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะแบบยืดหยุ่น (ง) เมื่อโครงผลึกถูกแรงเฉือนทำให้จุด (จ) เมื่อโครงผลึกถูกแรงดึงจนเกินขีดของความยืดหยุ่น ทำให้โครงผลึกขาดออกจากกัน (ฉ) เมื่อโครงผลึกถูกแรงเฉือนทำให้เลื่อนไถลออกจากกัน

รูป 10.4 (ก) รูปผลึกแร่โอลิวีนที่แสดงแนวการเลื่อนไถลในทิศ $[100]$ ตามระนาบ $[010]$ ภาพซ้ายมือเป็นโครงข่ายผลึก ส่วนภาพขวามือเป็นระนาบเมื่อเกิดการเลื่อนไถล (ข) แนวแตกเรียบและระนาบการเลื่อนไถลของแร่ไมกา ตามแนว $[100]$ บนระนาบ $[001]$ ภาพซ้ายมือเป็นโครงข่ายผลึก ส่วนภาพขวามือเป็นระนาบเมื่อเกิดการเลื่อนไถล (*Davis and Reynolds, 1996*)

รูป 10.5 ระนาบการเลื่อนไถลที่เกิดในแนวที่มีประจุเหมือนกันอยู่ห่างกันมากที่สุด ในที่นี้คือระนาบ $ABCD$ ตัวอย่างแร่เฮไลต์(*halite* หรือ NaCl) (*Davis and Reynolds, 1996*)

รูป 10.6 จุดตำหนิในโครงข่ายผลึกที่เกิดจากช่องว่าง(*vacancies*) หรือสิ่งแปลกปลอม(*impurities*) ลักษณะต่างๆ

รูป 10.7 (ก) เส้นตำหนิชนิดเลื่อนที่ตรงขอบ(*edge dislocation*) และ (ข) เส้นตำหนิจากภาพ *Transmitting Electron Microscope (TEM)*

รูป 10.8 การเลื่อนไถลในผลึกรูปลูกบาศก์ (ก) แสดงโครงข่าย ที่ถูกตัดด้วยระนาบการเลื่อน และมักถูกตัดที่ระยะตรงกลางระหว่างอะตอมหรือกึ่งกลางของแขนยึดเหนี่ยว(*bond*) (ข) เมื่อการเลื่อนเกิดอย่างสมบูรณ์จนไม่สามารถคืนสู่สภาพเดิมได้ (*Davis and Reynolds, 1996*)

รูป 10.9 ลำดับการเคลื่อนไถลในโครงข่ายผลึกเมื่อได้รับแรงจนเกิดระนาบการเคลื่อน (จากรูป 4.8 ก) ในที่นี้แสดงเฉพาะด้านข้างของโครงข่าย โดยเริ่มจากเกิดการตัดแขนในระนาบการเคลื่อนไถล และแขนจะถูกตัดไปเรื่อยๆ ตามแนวการเคลื่อนไถล จนกระทั่งได้การเคลื่อนสมบูรณ์ ซึ่งการเปลี่ยนลักษณะแบบนี้เรียกว่าการเคลื่อนที่ตรงขอบ (edge dislocation) ซึ่งถือว่าเป็นแนวอ่อนตัวในผลึกมากที่สุด (คัดแปลงจาก Davis and Reynolds, 1996)

รูป 10.10 การดูแสดงลักษณะการเคลื่อนไถล(dislocation) ซึ่งแม้ร่วมใจกันออกแรงดึงพรมก็ไม่สามารถเคลื่อนที่ได้ แต่เมื่อค่อยๆ ขยับให้เกิดระนาบการเคลื่อนจากขอบพรม โดยทำให้เป็นรูปคลื่น แล้วจึงม้วนพรมให้ไปเรื่อยๆ จนถึงขอบอีกด้าน นับว่าเป็นการสลายการยึดเหนี่ยวที่ยึดกันแน่นระหว่างพรมกับพื้น เช่นเดียวกับการสลายการยึดเหนี่ยว(break bond)ของโครงข่าย เมื่อแขนขาดจากกัน การเคลื่อนไถลจึงเกิดได้ง่าย (คัดแปลงจาก Davis and Reynolds, 1996)

รูป 10.11 ลำดับการเคลื่อนไถลแบบหมุนควง(screw dislocation) ในโครงข่ายผลึกจากลำดับที่ 1 รูปผลึกก่อนการเปลี่ยนลักษณะ ส่วนลำดับที่ 2-4 เกิดการหมุนควงจนโครงข่ายบิดเบี้ยวไป (คัดแปลงจาก Twiss and Moores, 1992)

รูป 10.12 ขั้นตอนการเคลื่อนไถลแบบหมุนควงซึ่งพิจารณาจากเวกเตอร์การเคลื่อนที่ (ก) โครงข่ายก่อนการเปลี่ยนลักษณะ (ข) เมื่อเกิดการหมุนควง (ค) (ง) และ (จ) ลักษณะของการเกิดการเคลื่อนที่แบบหมุนควงและแบบตรงขอบในโครงข่ายผลึกอันเดียวกัน โดยพิจารณาจากเวกเตอร์ที่ขนานไปกับทิศทางของการเคลื่อน(burger vector) และเวกเตอร์ที่ขนานไปตามแนวการเคลื่อนเฉพาะที่(tangent vector) ในรูป ถ้า b ตั้งฉากกับ t เป็นการเคลื่อนที่ตรงขอบ ถ้า b ขนานกับ t เป็นการเคลื่อนที่หมุนควง (คัดแปลงจาก Twiss and Moores, 1992 และ Davis and Reynolds, 1996)

รูป 10.13 ระนาบตำหนิที่เกิดจาก (ก) ขอบเขตเม็ด(grain boundary) และ (ข) กึ่งขอบเขตเม็ดขนาด(subgrain boundary) (คัดแปลงจาก Twiss and Moores, 1992)

รูป 10.14 ตำหนิในเส้นขนานของผลึกแฝด(twin lamellae) ในแร่แคลไซต์ อันเป็นลักษณะของโครงข่ายผลึกที่เกิดการหมุน จนทำให้ได้แกนผลึก(twin band) (คัดแปลงจาก Twiss and Moores, 1992)

รูป 10.15 การเปลี่ยนลักษณะของหิน ฅ อูณหภูมิและแรงเค้นต่างๆ ทำให้ได้รูปแบบการเปลี่ยนลักษณะที่ต่างกัน (Hatcher, 1995)

รูป 10.16 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างแรงเค้นและอุณหภูมิจากกลไกการเปลี่ยนลักษณะ(deformation map) โดยค่าอัตราการเกิดของความเครียดคงที่(แหล่งที่มา: Figure 4.39 โดย Davis and Reynolds, 1996)

รูป 10.17 ในสภาวะแรงเค้นสูง แต่อุณหภูมิต่ำ หินเปลี่ยนลักษณะเป็นการแตกกระจาย(Hatcher, 1995)

รูป 10.18 รอยแตกขนาดเล็กประเภทต่างๆ เช่น รอยแตกภายในเม็ด รอยแตกระหว่างเม็ด และรอยแตกภายในและระหว่างเม็ด

รูป 10.19 ภาพบนแสดงสภาพการแตกแบบเปราะ จนทำให้เกิดแนวไหลเป็นเม็ด(*granular flow*) ส่วนภาพล่างแสดงลักษณะที่หินแตกเมื่อถูกรบกวนด้วยการแตกกระจาย ทำให้ได้หินที่เป็นก้อนเหลี่ยม หรือหินกรวดเหลี่ยม (*breccia*) หรือเป็นผงรอยเลื่อน(*fault gouge*)

รูป 10.20 (ก) การเกิดผลึกแฝดเชิงกลเนื่องจากการเจือปนผลึกแร่แคลไซต์ในภาพซ้ายมือ และ (ข) ภาพถ่ายจากกล้องจุลทรรศน์ของผลึกแคลไซต์(*Davis and Reynolds, 1996*)

รูป 10.21 รูปร่างและชนิดของผลึกแฝดของแร่แคลไซต์ในรูปแบบต่างๆ ซึ่งแปรผันตามอุณหภูมิต่างๆ ที่เป็นฟังก์ชันกับอุณหภูมิ(*Davis and Reynolds, 1996*)

รูป 10.22 (ก) การวางตัวของระนาบผลึกแฝด(*twin plane*) ที่เป็นระนาบที่ถูกเจือปน ซึ่งมักทำมุม 45° กับแรงเค้นหลัก σ_1 โดยเราสามารถหา σ_n และ σ_s ได้ (*B*) วงกลมมอร์ที่เราสามารถหา σ_n และ σ_s ได้เช่นกัน

รูป 10.23 การเกิดรอยหักงอ(*kinking*) อันเป็นผลมาจากแรงกดที่ปลายทั้งสองข้าง ซึ่งขนานกับแนวแตกเรียบ โดยที่ความยาวเริ่มต้นเท่ากับ l และความยาวหลังถูกแรงอัดเท่ากับ l' (*Davis and Reynolds, 1996*)

รูป 10.24 การละลายแร่ออกไปเนื่องจากความดัน(*pressure solution*) ทำให้เกิดการขาดหายของสายแร่ได้

รูป 10.25 ตัวควบคุมกระบวนการคืบเคลื่อนจากการละลาย(*dissolution creep*) 3 ประเภทหลักๆ [ตัดแปลงจาก *Nicolas (1987)* และ *Ramsay (1980)*]

รูป 10.26 แนวฟันในหินซึ่งเกิดจากการคืบเคลื่อนจากการละลาย แนวฟันซึ่งส่วนใหญ่มีสีดำ นี้ แท้จริงคือเศษแร่ที่เหลือค้างจากการละลาย แนวฟันในรูปพบบริเวณเขาหินปูน อำเภอเมือง จังหวัดเลย

รูป 10.27 เมื่อมีแรงเค้นมากกระทำกับเม็ดแร่จนทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะในเม็ดแร่ได้ โดยเริ่มจากบริเวณที่มีแรงเค้นสูงจะเกิดการละลายมากและเคลื่อนตัวไปสู่บริเวณที่มีแรงเค้นต่ำโดยการแพร่กระจาย จากนั้นจึงเกิดการตกผลึกใหม่ที่เรียกว่าเงาความดัน(*pressure shadows*)

รูป 10.28 ผลึกแร่ไพไรต์(วงกลมสีดำ) แสดงลักษณะเงาความดัน(*pressure shadow*) อันเป็นผลจากการละลายจากที่อื่นตกผลึกแบบเส้นใย(*fibers*) ตามแนวแกนแรงเค้นน้อย ให้สังเกตว่าแนวเส้นใยแสดงการหมุน ซึ่งหมายถึงการเปลี่ยนแปลงลักษณะแบบความเครียดต่อเนื่อง(*progressive strain*)

รูป 10.29 วงรีความเครียดแสดงการคืบเคลื่อนจากการละลายจนทำให้ปริมาตรแร่หรือหินเปลี่ยนแปลงได้

รูป 10.30 ลำดับการแพร่ของอะตอม โดยที่อะตอมลิซึมเคลื่อนไปตามช่องว่างในโครงข่ายผลึก (ตัดแปลงจาก *Twiss และ Moores, 1992*)

รูป 10.31 (ก) การคืบเคลื่อนแพร่กระจาย(volume-diffusion creep) โดยอะตอมมีการเปลี่ยนที่กับช่องว่าง และอะตอมก็สามารถเคลื่อนที่จากบริเวณที่มีแรงเค้นมากไปน้อย ช่องว่างจึงเคลื่อนที่จากแรงเค้นน้อยไปหาแรงเค้นมาก (ข) วงรีความเครียดเมื่อเกิดการคืบเคลื่อนลักษณะนี้ (คัดแปลงจาก Davis และ Reynolds, 1996)

รูป 10.32 การคืบเคลื่อนแพร่กระจายตามขอบแร่(grain-boundary diffusion creep) (ก) อะตอมมีการแพร่บริเวณขอบผิวสัมผัสที่มีความเค้นสูง (ข) วงรีความเครียดจากการคืบแพร่กระจาย