



สภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนของหินเชิร์ตโดยการวิเคราะห์
ทางธรณีเคมีเพื่อการประยุกต์ด้านธรณีแปรสัณฐาน
Depositional Environment of Chert Using
Geochemical Analysis: Geotectonic Implication

มงคล อุดชาชน^{1,2}

บทคัดย่อ

การวิเคราะห์ธรณีเคมีของธาตุหายากและธาตุหลักจากหินเชิร์ตนั้นได้รับการยอมรับว่ามีประโยชน์อย่างยิ่งในการตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนในทะเล ผลการวิเคราะห์นั้นสามารถนำไปประยุกต์เพื่อศึกษาวิวัฒนาการของแอ่งสะสมตะกอนและธรณีแปรสัณฐาน โดยเฉพาะอย่างยิ่งในบริเวณที่มีความซับซ้อนทางด้านธรณีโครงสร้างสูง เช่น แนวตะเข็บธรณีหรือเขตการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก การนิยมใช้ผลวิเคราะห์ธาตุหายากเนื่องจากธาตุเหล่านี้ไม่เกิดการเคลื่อนย้ายระหว่างกระบวนการก่อตัวใหม่หากเทียบกับธาตุหลักส่วนใหญ่ ความแตกต่างระหว่างองค์ประกอบของธาตุหายากในหินเชิร์ตนั้นเกิดจากปัจจัยระยะทางของการสะสมตะกอนระหว่างทวีปกับเทือกเขาแยกกลางสมุทร ดังนั้นความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ระหว่างสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนดังกล่าวกับหินเชิร์ตจึงสามารถวิเคราะห์ได้ โดยกระบวนการทางตะกอนวิทยานั้นเมื่อธาตุหายากกร่อนออกจากหินกำเนิดหลักจากทวีปแล้วจะถูกเคลื่อนย้ายโดยแม่น้ำและลงไปสะสมตัวในแอ่งทะเล ในพื้นที่ทะเลตื้นและแม่น้ำนั้น สัดส่วนของธาตุหายากหนักและธาตุหายากเบายังคงไม่เกิดการแยกส่วน อย่างไรก็ตามสัดส่วนนี้จะเกิดการแยกส่วนและพบค่าผิดปกติในเขตทะเลลึกที่ค่อนข้างไกลจากชายฝั่ง ส่วนธาตุหลักนั้นองค์ประกอบของธาตุอลูมิเนียมไททาเนียมและโพแทสเซียม ส่วนใหญ่มีแหล่งกำเนิดหลักจากทวีป แต่ธาตุเหล็กมีแหล่งกำเนิดหลักบริเวณเทือกเขาแยกกลางสมุทรซึ่งเกี่ยวข้องกับกระบวนการเนื่องจากร้อน โดยธาตุอลูมิเนียม ไททาเนียมและเหล็ก เกิดการแยกส่วนน้อยมากระหว่างการก่อตัวใหม่ ดังนั้นผลการวิเคราะห์ธาตุหลักเหล่านี้กับธาตุหายากจึงสามารถนำมาตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนและต้นกำเนิดหินเชิร์ตได้ ในปัจจุบันผลการวิเคราะห์ธรณีเคมีจากหินเชิร์ตในประเทศไทยพบว่าหินเชิร์ตยุคทีโวเนียนตอนปลายจากจังหวัดเลยและหินเชิร์ตยุคไทรแอสสิกตอนต้นจากภาคเหนือ นั้น เกิดจากการสะสมตะกอนบริเวณขอบทวีป นั้นแสดงว่าหินเชิร์ตนั้นสามารถสะสมตัวได้ทั้งบริเวณเขตทะเลลึก

¹ภาควิชาชีววิทยา คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหาสารคาม อ.กันทรวิชัย จ.มหาสารคาม 44150

²ศูนย์วิจัยและการศึกษาระบบนิเวศวิทยา มหาวิทยาลัยมหาสารคาม อ.กันทรวิชัย จ.มหาสารคาม 44150

ไกลจากชายฝั่งและขอบทวีป ผลสรุปนี้สอดคล้องกับแนวคิดปัจจุบันที่เกี่ยวกับวิวัฒนาการของแอ่งสะสมตะกอน และธรณีแปรสัณฐานในภูมิภาคนี้

ABSTRACT

Rare earth and major element geochemical analysis of cherts has been proved to be a useful tool for determining the depositional environment of marine sediments. The result can be applied for basin evolution or geotectonics especially in the highly structural complex regions such as geosuture or subduction zone. REE analysis of cherts is widely used because of their immobility during diagenesis in comparison to most of major elements. Differences in REE compositions in cherts are generally related to continental and spreading ridge influences, so the proximity of the chert sequences to these environments can be obtained. By sedimentary process, the main source rocks for REEs from land were eroded and transported to the sea by rivers. Light rare earth elements (LREE) and heavy rare earth elements (HREE) are exhibit relatively equally, without apparent fractionation in river and shallow marine environments. However, anomalies of some REEs can be observed in sediments deposited in a relatively deeper environment, some distant from the continent. Additionally, the major elements, including Al, Ti and K are also derived mainly from land. However, Fe is more related to hydrothermal activity, mainly from spreading ridges. Only some major elements such as Al, Fe and Ti are relatively unaffected by the diagenetic fractionation process. Then these major elements have been used together with REEs in order to interpret depositional environment and the origin of cherts. The current study of this geochemical analysis of cherts in Thailand, including Late Devonian cherts from Loei and Middle Triassic cherts from the north, reveal continental margin environment. The results indicate that chert sequences in Thailand were deposited not only in pelagic but also continental margin. This conclusion is compatible with the current scenario of basin evolution and geotectonics in the regions.

คำสำคัญ: หินเชิร์ต การวิเคราะห์ธรณีเคมี ธรณีแปรสัณฐาน สภาพแวดล้อมการสะสมตะกอน

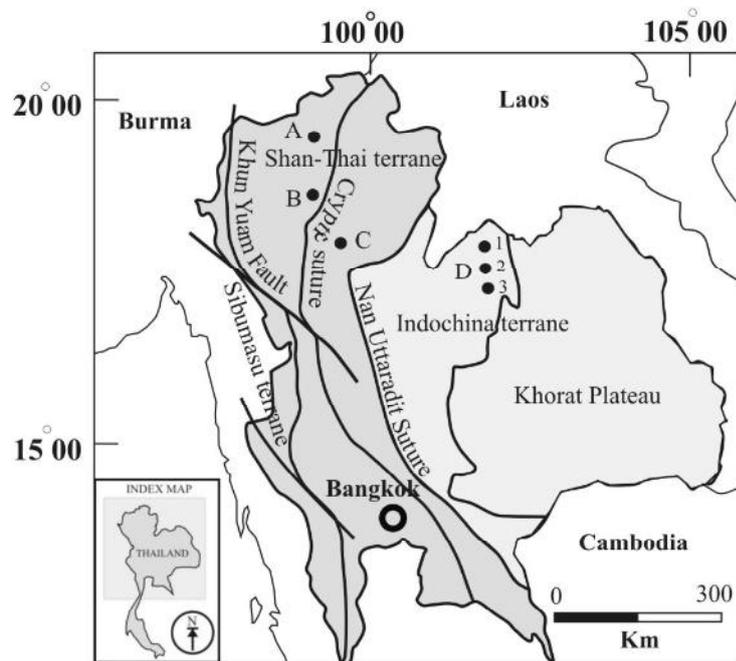
Keywords: Cherts, Geochemical analysis, Geotectonics, Depositional environment

บทนำ

ประเทศไทยประกอบด้วยแผ่นเปลือกโลกย่อยหลายแผ่นอันเกิดจากการเคลื่อนที่มาเชื่อมต่อกันในอดีต และส่งผลให้เกิดรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลกหลายแนวโดยแนวที่สำคัญคือแนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ (Nan-Uttaradit suture) (Bunopas, 1981;1992) แนวตะเข็บนี้มีแผ่นทวีปอินโดจีน (Indochina block/terrane) อยู่ทางด้านตะวันออกและแผ่นทวีปฉานไทย (Shan-Thai block/terrane) อยู่ทางด้านตะวันตก (รูปที่ 1) การค้นพบหลักฐานทางด้านธรณีวิทยาและบรรพชีวินวิทยาหลายตามแนวตะเข็บนี้แสดงถึงการเคยเป็นทะเลบรรพกาลมาก่อน ดังนั้นแนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ จึงถูกตีความว่าเป็นร่องรอยของทะเลที่ีธีสบรรพกาลหลัก(The Main Palaeotethys) (Bonopas, 1992; Metcalfe, 2002) แต่มีข้อขัดแย้งว่าทะเลที่ีธีสบรรพกาลหลักน่าจะอยู่ทางด้านตะวันตกของแนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ โดยอยู่บริเวณชายแดนประเทศไทยกับพม่า (Helmcke, 1985) ระหว่างแผ่นทวีปฉานไทยและซิบูมาสุ (Sibumasu) (Metcalfe, 2011) Helmcke (1985) อธิบายเพิ่มเติมว่าตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ เป็นแนวที่เกิดจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกจริงแต่น่าจะเกิดขึ้นในช่วงกลางยุคเพอร์เมียนและทะเลควรรปิดในช่วงกลางถึงปลายยุคเพอร์เมียน ดังนั้นแนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ จึงไม่น่าเป็นทะเลที่ีธีสบรรพกาลหลักเพราะการปิดตัวของทะเลที่ีธีสบรรพกาลหลักในเอเชียันปัจจุบันเป็นที่ยอมรับว่าเกิดขึ้นในช่วงปลายยุคไทรแอสสิกและต้นยุคจูราสสิก และแนวคิดนี้เป็นที่ยอมรับมากขึ้นเนื่องจากการค้นพบหลักฐานใหม่มาสนับสนุนเพิ่มขึ้น (Chonglakmani, 2002; Wang et al., 2001; Ueno, 2003; Ferrari et al., 2008)

ภายหลังการค้นพบซากดึกดำบรรพ์เรติโอลาเรียนส์อายุไทรแอสสิกตอนกลางในหินเชิร์ตและหินเนื้อซิลิกา บริเวณจังหวัดน่าน ใกล้แนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ ได้มีการตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนของหินเชิร์ตเป็นแบบแอ่งหลังหมู่เกาะรูปโค้ง (back-arc basin) (Saesaengseerung et al., 2008) ซึ่งแนวคิดนี้ดูสอดคล้องกับแนวคิดของ Helmcke (1985) แต่ยังไม่มียหลักฐานการวิเคราะห์ทางธรณีเคมีของหินเชิร์ตมาสนับสนุน แต่ก่อนหน้านั้น Thassanapak et al. (2007) ได้ค้นพบซากดึกดำบรรพ์เรติโอลาเรียนส์อายุไทรแอสสิกตอนกลางในหินเชิร์ตและหินเนื้อซิลิกาบริเวณอำเภอเด่นชัย จังหวัดแพร่ และพบว่ามีสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแบบขอบทวีป โดยยืนยันจากการวิเคราะห์ทางธรณีเคมีของหินเชิร์ต

ตามแนวคิดเดิมนั้นเชื่อว่าหินเชิร์ตทั้งหมดสะสมตัวบนแผ่นเปลือกโลกใต้มหาสมุทรเนื่องจากในช่วงแรกของการศึกษาทางด้านนี้มักพบหินเชิร์ตโผล่ปรากฏร่วมกับชุดโอไฟโอไลต์ (Ophiolite Suite) (Jones and Murchey, 1986) แต่ปัจจุบันพบว่าหินเชิร์ตไม่ได้พบร่วมกับชุดโอไฟโอไลต์เสมอไปและสามารถสะสมตัวในสภาพแวดล้อมแตกต่างจากนี้ได้ หากมีปัจจัยพื้นฐานสนับสนุน ดังนั้นข้อมูลการวิเคราะห์ทางด้านธรณีเคมีจากหินเชิร์ตจึงมีความสำคัญและเมื่อนำมาประกอบกับข้อมูลการกำหนดอายุชั้นหินแล้วทำให้ได้ข้อมูลในเชิงพื้นที่และเวลา ซึ่งสามารถใช้วิเคราะห์วิวัฒนาการธรณีแปรสัณฐานของพื้นที่ศึกษาได้ดี (Murray, 1994) บทความนี้มีจุดประสงค์เพื่ออธิบายหลักการทั่วไปและเปรียบเทียบผลการวิเคราะห์ธาตุหายากและธาตุหลักจากหินเชิร์ตและหินเนื้อซิลิกาอื่นที่พบร่วมกันเพื่อการตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนจากกรณีศึกษา



รูปที่ 1 แผนที่ธรณีแปรสัณฐานพื้นที่หลักของประเทศไทยแสดงองค์ประกอบทางธรณีโครงสร้างหลัก โดยวงกลมทึบแสดงตำแหน่งการไหลแปรสภาพของหินเชิร์ตที่ถูกนำมาวิเคราะห์ทางธรณีเคมีซึ่งประกอบด้วย A = พื้นที่อำเภอเชียงดาว จังหวัดเชียงใหม่ B = อำเภอเมือง จังหวัดลำพูน C = อำเภอเด่นชัย จังหวัดแพร่ และ D = ด้านตะวันออกของจังหวัดเลยซึ่งประกอบด้วยสามพื้นที่ย่อย (ปรับปรุงจาก Barr and MacDonald, 1991)

แนวคิดพื้นฐานและวิธีการวิเคราะห์

การศึกษาสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนทะเลโดยการวิเคราะห์ธรณีเคมีจากหินเชิร์ตและหินเนื้อซิลิกา ประกอบด้วย การหาปริมาณและอัตราส่วนของธาตุหายาก (rare earth elements; REEs) และธาตุหลัก (major elements) และการเปรียบเทียบข้อมูลเหล่านี้กับฐานข้อมูลที่ทราบสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแล้ว (Murray et al., 1991) ซึ่งแนวคิดนี้ถูกพัฒนามาจากการประยุกต์ใช้ค่าวิเคราะห์ธาตุหายากที่สะสมในซากดึกดำบรรพ์โคโนดอนท์โดย Wright et al., (1984) (Holser, 1997) โดยหินที่เกิดจากการสะสมตะกอนในทะเลนั้น มีองค์ประกอบทางเคมีจากปัจจัยสามประการ ได้แก่ องค์ประกอบทางเคมีของตะกอน องค์ประกอบทางเคมีของน้ำทะเลที่ถ่ายเทลงสู่

ตะกอน และการเปลี่ยนแปลงทางเคมีภายหลังจากการทับถมตะกอนระหว่างการแข็งตัวและการเชื่อมประสาน (Murray et al., 1992; Murray, 1994) โดยธาตุหลักและธาตุร่องรอย (trace elements) ที่ถูกพัดพามาจากบ่อน้ำที่สำคัญได้แก่ Al, Ti, K, Zr, Hf, Cr, Th, Rb, Nb และ Sc ธาตุที่เกี่ยวข้องกับสารละลายน้ำแร่ร้อนที่สำคัญได้แก่ Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn, Ni, Co และ Sr และธาตุหายากจากบ่อน้ำที่ถูกพัดพาลงสู่ทะเลคือธาตุกลุ่มแลนทาไนด์ (lanthanide series) (Halamić et al., 2001) โดยอัตราส่วนระหว่างปริมาณธาตุหายากเบา (LREEs) ต่อธาตุหายากหนัก (HREEs) นั้นยังไม่เปลี่ยนแปลงในแม่น้ำและบริเวณปากแม่น้ำซึ่งค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมนั้นเป็นบวกหรือยังไม่เกิดการแยกส่วน (fractionation) (Chen et

al., 2006; Sholkovitz, 1990) เมื่อเกิดการตกตะกอนของสารละลายและสารแขวนลอยส่วนใหญ่แล้ว สัดส่วนของปริมาณธาตุหายากในน้ำทะเลจึงเริ่มเปลี่ยนแปลง โดยเฉพาะพื้นที่ไกลออกไปจากชายฝั่งสู่ทะเลเปิดนั้นค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมเริ่มมีค่าเป็นลบเนื่องจากปริมาณ Ce^{3+} ลดลงเพราะถูกเปลี่ยนเป็น Ce^{4+} จากขบวนการออกซิเดชัน (oxidation) และถูกเก็บไว้ในรูปแบบก้อนแมงกานีส (manganese nodule) บนพื้นสมุทร อย่างไรก็ตาม Ce^{4+} อาจเปลี่ยนกลับเป็น Ce^{3+} ในสภาพแวดล้อมแบบรีดักชัน (reduction) ซึ่งค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมอาจเพิ่มเป็นศูนย์หรือลบเล็กน้อย จากการศึกษาธาตุหายากจากน้ำทะเลทางตอนเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิกพบว่าค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมมีค่าเป็นลบสูงและพบว่ารูปแบบการกระจายตัวของธาตุหายากที่ทำให้เป็นบรรทัดฐานโดยค่ามาตรฐาน NASC (NASC-Normalized REE Abundance) มีสัดส่วนปริมาณธาตุหายากหนักสูงเมื่อเปรียบเทียบกับธาตุหายากเบา (Holser et al., 1997; Piepgras and Jacobsen, 1992) แหล่งอื่นของธาตุหายากในทะเลได้แก่ แหล่งน้ำแร่ร้อน (hydrothermal regime) หรือขบวนการภูเขาไฟในมหาสมุทร (oceanic volcanism) ฝุ่นภูเขาไฟหรือตะกอนลมหอบ (volcanic ash or eolian dust) ซึ่งแหล่งเหล่านี้มีผลต่อปริมาณธาตุหายากในทะเลน้อยกว่าหรืออาจกระจายอยู่ในวงจำกัด (Owen et al., 1999; Olivarez and Owen, 1991) โดยทั่วไปแล้วในกรณีที่ตะกอนสะสมตัวใกล้แหล่งน้ำแร่ร้อน รูปแบบกราฟการกระจายตัวของธาตุหายากที่ทำให้เป็นบรรทัดฐานโดยค่ามาตรฐาน NASC อาจโค้งขึ้น (convex pattern) เนื่องจากมีค่าผิดปกติของธาตุยูโรเปียมเป็นบวกสูง ส่วนค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมเป็นศูนย์หรือลบเล็กน้อย ซึ่งสอดคล้องกับปริมาณธาตุหายากเบาที่สูงขึ้นหากเทียบกับรูปแบบกราฟการ

กระจายตัวของธาตุหายากที่ทำให้เป็นบรรทัดฐานโดยค่ามาตรฐาน NASC ในกรณีของน้ำทะเลแปรปรกติ (Murray et al., 1991)

การวิเคราะห์หาปริมาณธาตุเหล่านี้ในปัจจุบันนิยมใช้วิธี inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) เพื่อการวิเคราะห์ปริมาณธาตุหายากและธาตุร่องรอย (Jenner et al., 1990) และวิธี X-ray fluorescence (XRF) เพื่อการวิเคราะห์ปริมาณธาตุหลัก (Potts and Webb, 1992) อย่างไรก็ตามบทความนี้จะกล่าวเพียงการประยุกต์ใช้ค่าธาตุหายากเป็นสำคัญและธาตุหลักบางตัวเท่านั้น เนื่องจากมีกรณีศึกษามากและในปัจจุบันเป็นที่ยอมรับว่าสามารถนำมาประยุกต์ได้ผลดี โดยการศึกษาสภาพแวดล้อมการสะสมตัวของหินเซิร์ตนั้น Murray (1994) ได้ทำการสรุปเป็นสามพื้นที่หลักได้แก่ เทือกเขากลางสมุทร (mid-oceanic ridge) ท้องสมุทร (pelagic) และขอบทวีป (continental margin) และจัดทำเป็นแผนผังโดยอาศัยปัจจัยอัตราส่วนของ La_n/Ce_n ต่อ $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ จากฐานข้อมูลผลการวิเคราะห์ธรณีเคมีของชั้นหินเซิร์ตจำนวน 49 พื้นที่ศึกษา ซึ่งประกอบด้วยหินเซิร์ตอายุช่วงต้นมหายุคพาลีโอโซอิกถึงยุคนีโอจีน (early Paleozoic to Neogene) เนื่องจากหินเซิร์ตที่นำมาวิเคราะห์นี้มาจากหลากหลายแหล่งและหลายอายุจึงทำให้เป็นบรรทัดฐานโดยใช้ค่ามาตรฐาน NASC ซึ่งค่ามาตรฐานนี้เป็นที่นิยมใช้มากกว่าค่ามาตรฐานอื่น ดังนั้นในการเปรียบเทียบค่าวิเคราะห์ปริมาณธาตุหายากในบทความนี้จึงใช้ค่ามาตรฐาน NASC เช่นกันเพื่อปรับค่าวิเคราะห์จากกรณีศึกษาที่นำมาเปรียบเทียบให้เป็นบรรทัดฐานเดียวกันเพื่อความสะดวกในการพิจารณา โดยค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมคำนวณจาก $Ce/Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{1/2}$ และค่าผิดปกติของธาตุ

ยูโรเปียมคำนวณจาก $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$ (Taylor & McLennan, 1985) (ตารางที่ 1)

ตารางที่ 1 องค์ประกอบและอัตราส่วนของธาตุหายากที่วิเคราะห์จากหินเชิร์ตในสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแบบต่าง ๆ โดยสรุปมาจาก Murray et al., 1991 (จาก Chen et al., 2006)

Setting	La (ppm)	Σ REE (ppm)	Ce/Ce*	Eu/Eu*	La _n /Yb _n	La _n /Ce _n
Spreading ridge	2.6–106 (avg. 27.2)	10.9–406 (avg. 107.96)	0.18–0.6 (avg. 0.29)	0.97–1.35 (avg. 1.08)	0.57–0.96 (avg. 0.74)	1.66–5.49 (avg. 3.59)
Open-ocean basin	2.81–30.6 (avg. 16.31)	14.3–108 (avg. 57.2)	0.5–0.76 (avg. 0.6)	1.06–1.33 (avg. 1.15)	0.48–2.26 (avg. 1.30)	1.30–2.48 (avg. 1.82)
Continental margin	1.2–27.91 (avg. 8.34)	7.9–152.2 (avg. 49.33)	0.67–1.52 (avg. 1.11)	0.64–1.72 (avg. 1.21)	0.43–1.22 (avg. 0.75)	0.66–1.33 (avg. 0.96)

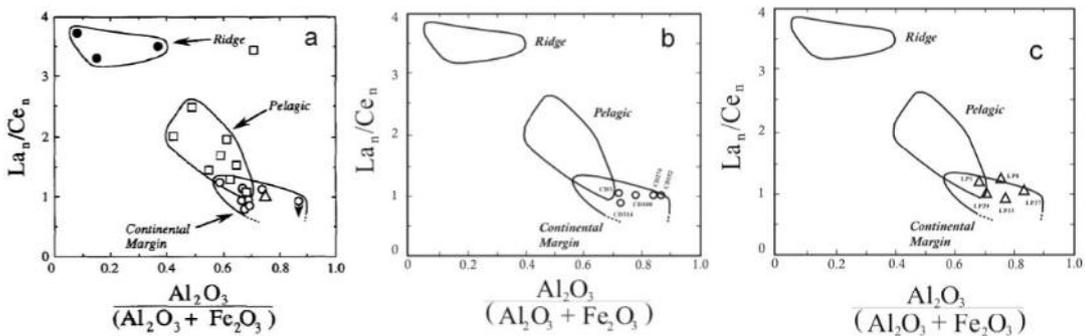
การประยุกต์ใช้ผลการวิเคราะห์ธรณีเคมีของหินเชิร์ตเพื่อการศึกษาธรณีแปรสัณฐาน

ปัจจุบัน การศึกษาและวิเคราะห์สภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนในทะเลโดยการวิเคราะห์ธรณีเคมีจากหินเชิร์ตในประเทศไทยนั้นยังมีน้อยอาจเนื่องจากมีค่าใช้จ่ายในการวิเคราะห์สูง อย่างไรก็ตามพบว่าจากผลการศึกษาที่มีอยู่สามารถใช้อธิบายวิวัฒนาการธรณีแปรสัณฐานที่เกิดขึ้นซึ่งเกี่ยวข้องกับเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อมแอ่งสะสมตะกอนในพื้นที่ศึกษา โดย Thassanapak et al. (2011) ทำการศึกษาร่องรอยทางธรณีเคมีจากหินเชิร์ตอายุไทรแอสสิกบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย เพื่อศึกษาสภาพแวดล้อมการสะสมตัวของตะกอนและสามารถตีความวิวัฒนาการของทะเลที่ีสรบรรพกาลในพื้นที่ศึกษาได้ผลดี ผลการศึกษานี้พบว่าในช่วงกลางของยุคไทรแอสสิก บริเวณพื้นที่อำเภอเชียงดาว จังหวัดเชียงใหม่ อำเภอเมือง จังหวัดลำพูน และอำเภอเด่นชัย จังหวัดแพร่ ซึ่งตั้งอยู่ด้านตะวันตกของแนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ นั้นมีการสะสมตัวของหินเชิร์ตบริเวณขอบทวีป โดยพิจารณาจากอัตราส่วนของ La_n/Ce_n ต่อ $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ ตามแนวคิดของ Murray (1994) (รูปที่ 2) ซึ่งสอดคล้องกับแนวคิดการทรุดตัว (subsidence/rift) ของแผ่นทวีปหลังการก่อเทือกเขา Late Variscan Orogeny และสอดคล้องกับ

แนวคิดเรื่องการปิดตัวของทะเลที่ีสรที่เกิดขึ้นในช่วงปลายของยุคไทรแอสสิก (Helmcke and Kraikhong 1982; Helmcke, 1985) การทรุดตัวของพื้นที่ขอบทวีปเกิดจากการขยายตัวของพื้นที่ในแนวราบและสามารถพบตามแนวการชนกันของแผ่นเปลือกโลกทั้งด้านหน้าและด้านหลังของแนวหมู่เกาะรูปโค้ง (extensional forearc and back-arc basins) (Ingersoll and Busby, 1995) ขบวนการนี้เป็นสาเหตุหนึ่งทำให้แอ่งตะกอนมีความลึกมากขึ้นและสภาพแวดล้อมอาจเหมาะสมต่อการสะสมตัวของหินเชิร์ตทำให้พบชั้นหินเชิร์ตวางตัวอยู่บนชั้นหินเดิมซึ่งเป็นหินตะกอนทะเลตื้นซึ่งในอดีตทำให้เกิดข้อสงสัยด้านประวัติการเกิดหินอย่างมากเนื่องจากหินทั้งสองกลุ่มนั้นวางตัวซ้อนทับกัน อย่างไรก็ตามสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแตกต่างกันมาก อย่างไรก็ตามการทรุดตัวของพื้นที่อาจเกิดร่วมกับการเคลื่อนที่ (drifting) ของแผ่นเปลือกโลกเป็นผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงภูมิประเทศทั้งแนวราบและแนวตั้ง เช่น จากการศึกษาของ Halamić et al. (2001) ในชั้นหินเชิร์ตอายุไทรแอสสิกตอนกลาง บริเวณทิศเหนือของภาคตะวันตกประเทศโคเอเชีย โดยอายุของชั้นหินถูกกำหนดโดยเรดิโอโลอาเรียนส์และพบว่าในสองพื้นที่ศึกษาแรกจากสี่พื้นที่ศึกษานั้นพบหินเชิร์ตวางตัวอยู่ระหว่างชั้นหินคาร์บอนเนต ผลการวิเคราะห์ธรณีเคมี

จากอัตราส่วนของ La_n/Ce_n ต่อ $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ พบว่าหินชีรต์สะสมตัวในสภาพแวดล้อมแบบ ทะเลลึก ซึ่งแสดงว่าหลังจากที่มีการทรุดตัวแล้วเกิดการขยายตัวและเคลื่อนตัวของพื้นที่นี้ไกลออกจากฝั่งมากขึ้นและมีความลึกเพิ่มขึ้นโดยหลังจากการสะสมตัวของหินชีรต์แล้วเกิดการเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อมเป็นทะเลตื้นและเกิดการสะสมตัวของหินคาร์บอนेटอีกครั้ง กรณีสองพื้นที่ศึกษาที่เหลือนั้นพบการวางตัวของหินชีรต์บนหินบะซอลท์รูปหมอน และจากการ

วิเคราะห์อัตราส่วนของ La_n/Ce_n ต่อ $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ พบการสะสมตัวของตะกอนอยู่บริเวณส่วนปลายทวีป ซึ่ง Halamić et al. (2001) สรุปว่าช่วงปลายของยุคไทรแอสสิกตอนกลางนั้นพื้นที่ศึกษาแรกเคลื่อนที่เข้าใกล้ฝั่งมากขึ้นและพื้นที่หลังนั้นอยู่ส่วนขอบทวีปลึกกว่าพื้นที่แรก ผลการศึกษานี้แสดงถึงการนำข้อมูลการวิเคราะห์ทางธรณีเคมีมาประยุกต์ด้านธรณีแปรสัณฐานในช่วงไทรแอสสิกตอนกลาง ของพื้นที่ศึกษาและได้ผลดี



รูปที่ 2 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนของธาตุและสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนของหินชีรต์ (จาก Murray, 1994 (รูป a) และ Thassanapak et al., 2011 (รูป b และ c))

หากพิจารณาอัตราส่วนของปริมาณธาตุหายากจากทั้งสองกรณีศึกษาที่ยกมาข้างต้นนี้ (ตารางที่ 2) พบว่าค่าอัตราส่วน La_n/Ce_n จากผลการศึกษาของ Thassanapak et al. (2011) (Geomean = 1.10) สอดคล้องกับค่าวิเคราะห์จากสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแบบขอบทวีปของ Murray (1994) (ตารางที่ 1) และกรณีศึกษาของ Halamić et al. (2001) พบว่าค่าวิเคราะห์อัตราส่วน La_n/Ce_n จากสองพื้นที่ศึกษาแรกสอดคล้องกับสภาพแวดล้อมแบบทะเลลึก (Geomean = 2.04) ส่วนในสองพื้นที่หลังสอดคล้องกับสภาพแวดล้อมแบบขอบทวีป (Geomean = 0.89) ในการพิจารณาอัตราส่วนนี้กับสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนผู้เชี่ยวชาญบทความได้รวบรวมกรณีศึกษาอื่นๆมาเปรียบเทียบเพิ่มเติม ซึ่งเมื่อนำค่าวิเคราะห์

ปริมาณธาตุหายากมาทำให้เป็นบรรทัดฐานโดยค่ามาตรฐาน NASC แล้วพบว่าสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแบบขอบทวีปจาก 10 ผลการศึกษามีค่า La_n/Ce_n ต่ำ ($La_n/Ce_n = 0.87-1.35$) และสภาพแวดล้อมแบบท้องสมุทรจาก 4 ผลการศึกษามีค่า La_n/Ce_n สูง (Geomean = 1.54-2.04) กรณีค่าผิดปรกติของธาตุซีเรียม (Ce/Ce^*) ในสภาพแวดล้อมขอบทวีปจาก 10 ผลการศึกษานั้นมีค่าสูง (Geomean = 0.76-1.72) และค่าวิเคราะห์เหล่านี้สอดคล้องกับข้อมูลของ Murray (1994) ส่วนในสภาพแวดล้อมแบบท้องสมุทรจาก 4 ผลการศึกษานั้นมีต่ำกว่าเล็กน้อย (Geomean = 0.74-0.98) แต่ค่านี้ไม่สอดคล้องกับข้อมูลของ Murray (1994) ($Ce/Ce^* \sim 0.5-0.76$) อย่างไรก็ตามหากพิจารณาจากกราฟในรูปที่ 3 แล้ว

พบว่าค่าผิดปกติของธาตุซีเรียมเป็นลบต่ำมากอย่างชัดเจนเมื่อเปรียบเทียบกับธาตุอื่น ลักษณะกราฟเช่นนี้เป็นลักษณะเด่นของการกระจายตัวของธาตุหายากในสภาพแวดล้อมแบบห้องสมุทร (Shimatzu and Masuda, 1977; Murray et al., 1990, 1991)

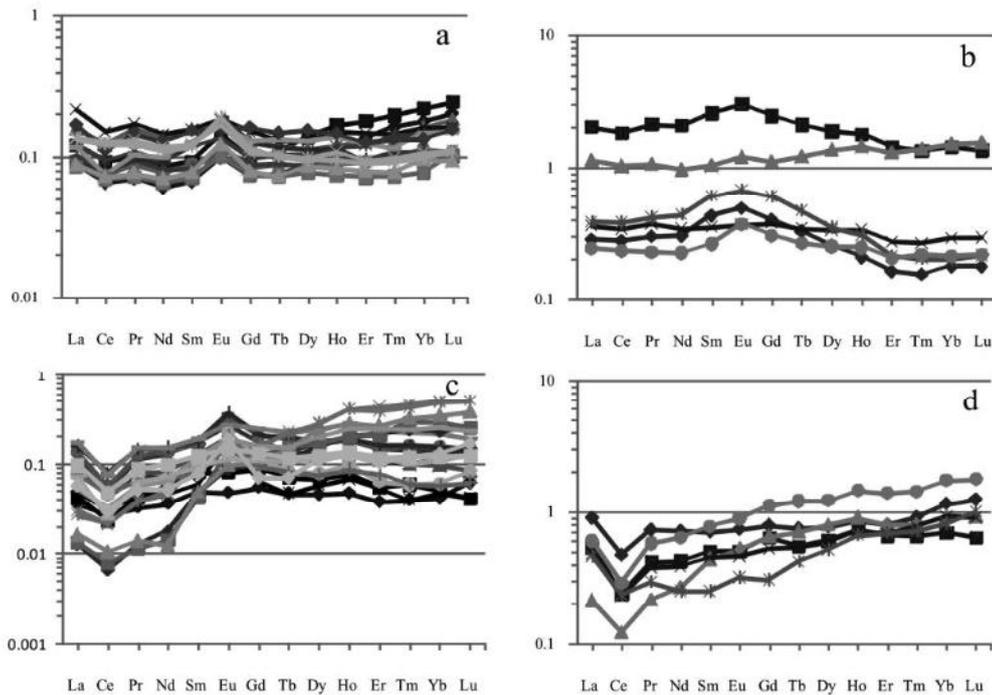
ค่าวิเคราะห์ปริมาณธาตุหายากนั้นมิประโยชน์ทั้งในแง่การตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนดังที่กล่าวมาแล้วและยังมีประโยชน์ในการเปรียบเทียบระยะทางสัมพัทธ์ระหว่างพื้นที่ศึกษากับแหล่งน้ำแร่ร้อน ซึ่งเป็นส่วนสำคัญในการวิเคราะห์ตำแหน่งทางภูมิศาสตร์บรรพกาล โดย Chen et al. (2006) ทำการวิเคราะห์ระยะทางระหว่างแหล่งน้ำแร่ร้อนและแอ่งสะสมตะกอนของหินเชิร์ตอายุดีโวเนียนบริเวณแอ่ง Yangshuo ของภาคใต้สาธารณรัฐประชาชนจีน ผลการวิเคราะห์ค่าธาตุหายากพบว่ามีค่าผิดปกติของธาตุยูโรเปียมเป็นบวกสูงเมื่อเปรียบเทียบกับปริมาณรวมและสัดส่วนของธาตุหายากอื่นและเมื่อพิจารณากับข้อมูลการสำรวจทางธรณีวิทยาและบรรพชีวินวิทยาแล้วสามารถวิเคราะห์ระยะทางสัมพัทธ์ระหว่างแหล่งน้ำแร่ร้อนกับแหล่งสะสมตะกอนในแต่ละพื้นที่ได้ โดยแหล่งน้ำแร่ร้อนนั้นมีอิทธิพลโดยตรงต่อปริมาณธาตุหายากที่สะสมตัวบนพื้นทะเลหากแหล่งสะสมตะกอนอยู่ใกล้แหล่งน้ำแร่ร้อนและในกรณีนี้ปริมาณธาตุหายากเบามีค่าสูงเมื่อเปรียบเทียบกับปริมาณธาตุหายากหนัก (Douville et al., 1999; German et al., 1999) โดยอาจพิจารณาจากค่า La_n/Yb_n หรือจากรูปแบบของกราฟการกระจายตัวของปริมาณธาตุหายาก (รูปที่ 3) อย่างไรก็ตามอาจพบปริมาณรวมของธาตุหายาก (ΣREE) มีค่าต่ำและปริมาณธาตุหายากเบาอาจต่ำกว่าปริมาณธาตุหายากหนักได้ในแหล่งตะกอนใกล้แหล่งน้ำแร่ร้อน เนื่องจากการรบกวนการสะสมตัวจากสารประกอบกลุ่มซัลเฟตและขบวนการออกซิเดชันของสารละลายน้ำแร่ร้อน ใน

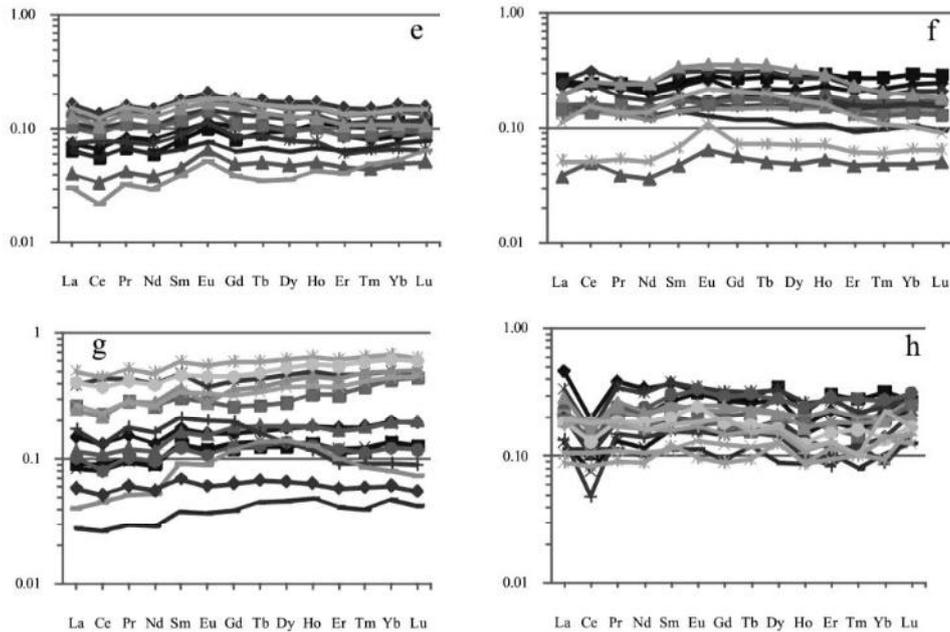
ความเป็นจริงแล้วจากผลการศึกษาในอดีตนั้นไม่ค่อยมีรายงานการวิเคราะห์พบธาตุยูโรเปียมมีค่าผิดปกติบวกและธาตุหายากเบาในปริมาณต่ำ (Murray et al., 1991) ซึ่งอาจเกิดเนื่องจากลักษณะดังกล่าวมีความเด่นชัดในช่วงระยะทางน้อยกว่า 10 กิโลเมตรจากแหล่งน้ำแร่ร้อนเท่านั้น อย่างไรก็ตามการศึกษาของ Chen et al. (2006) พบค่าผิดปกติลบต่ำของธาตุซีเรียมซึ่งแสดงถึงสภาพแวดล้อมแบบห้องสมุทรซึ่งสอดคล้องกับค่าอัตราส่วนของธาตุแลนทานัมต่อธาตุซีเรียม (La_n/Ce_n) และพบค่าผิดปกติบวกของธาตุยูโรเปียมที่แสดงถึงอิทธิพลของสารละลายน้ำแร่ร้อนต่อพื้นที่ศึกษา

จากการวิเคราะห์ธรณีเคมีของหินเชิร์ตและหินดินดานที่แทรกสลับหินเชิร์ตบริเวณด้านตะวันออกของจังหวัดเลย โดย Udchachon et al. (2011) พบว่าหินเชิร์ตอายุดีโวเนียนตอนปลายมีสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแบบขอบทวีป แม้พบค่าผิดปกติของธาตุยูโรเปียม (รูปที่ 3) โดยทั่วไปแล้วค่าผิดปกตินี้มักจะสัมพันธ์กับสารละลายน้ำแร่ร้อนซึ่งมักอยู่ใกล้กับแนวเทือกเขากลางสมุทรหรือตามแนวรอยเลื่อนระดับลึก (deep-seated fault) แต่หากพิจารณาจากอัตราส่วนธาตุซีเรียมแล้วค่าวิเคราะห์ตกอยู่ในช่วงการสะสมตะกอนบริเวณขอบทวีป ($Ce/Ce^* \sim 0.90$ to 1.30 จาก Murray et al., 1990; Murray, 1994) ยิ่งไปกว่านั้นหากพิจารณาจากอัตราส่วนของธาตุแลนทานัมต่อธาตุซีเรียมแล้วพบว่ามีค่าใกล้เคียงกันและอยู่ในช่วงของสภาพแวดล้อมแบบขอบทวีปเช่นกัน ($La_n/Ce_n \sim 1$ จาก Murray et al., 1991) และหากเปรียบเทียบปริมาณธาตุเหล็กกับธาตุอลูมิเนียมและธาตุไททาเนียมแล้วพบว่าการกระจายตัวของธาตุเหล่านี้สามารถเทียบสัมพันธ์ได้กับสภาพแวดล้อมแบบขอบทวีป ดังนั้นค่าผิดปกติของธาตุยูโรเปียมจึงน่าจะเกิดจากองค์ประกอบของแร่เฟลด์สปาร์ที่ผุดมาจากหิน

อัคนี เช่น หินบะซอลต์และหินแอนดีไซต์ ซึ่งพบโผล่ปรากฏร่วมกับหินเชิร์ตในพื้นที่ศึกษา (เช่น Armstrong et al., 1999) ซึ่งผลการตีความนี้แตกต่างจาก Chen et al. (2006) อย่างไรก็ตามปริมาณธาตุหายากในทะเลนั้นอาจได้รับอิทธิพลจากแหล่งน้ำแร่ร้อนในยุคนั้นบ้างแต่หากพิจารณาจากปริมาณรวมของธาตุหายากทั้งหมดแล้วพบว่ามีความสูงกว่าจากการศึกษาของ Chen et al. (2006) ประมวลสองเท่า ดังนั้นในการตีความค่าผิดปกติของธาตุยูโรเปียมนั้นควรทำการพิจารณาร่วมกับปริมาณและอัตราส่วนของธาตุหายากและผลวิเคราะห์ธาตุหลักด้วย นอกจากนี้แล้วข้อมูลธรณีวิทยาในด้านอื่นๆและบรรพชีวินวิทยาก็มีความสำคัญในการ

ตีความ ซึ่งกรณีการวิเคราะห์ธรณีเคมีของธาตุจากหินต่างชนิดกันนั้นพบว่าปริมาณธาตุหายากจากหินเชิร์ตโดยทั่วไปแล้วพบน้อยกว่าในหินตะกอนมวลเม็ด เช่น หินดินดานและหินเถ้าภูเขาไฟเนื้อแก้ว (silicified tuff) แต่หากพิจารณาจากอัตราส่วนที่นำมาใช้วิเคราะห์สภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนแล้วพบว่ามีความใกล้เคียงกันและมีรูปแบบการกระจายตัวในทิศทางเดียวกันดังแสดงในผลการศึกษาของ Udchachon et al. (2011) และผลการศึกษาของ Chen et al. (2006) (ตาราง 1; รูปที่ 3) ซึ่งสอดคล้องกับข้อสรุปของ Murray et al. (1990) และ Owen et al. (1999)





รูปที่ 3 กราฟแสดงปริมาณธาตุหายากที่ทำให้เป็นบรรทัดฐานโดยใช้ค่ามาตรฐาน NASC ของ Gromet et al. (1984) (ข้อมูลจาก Udchachon et al., 2011 (รูป a, b) Chen et al., 2006 (รูป c, d) Kunimaru et al., 1998 (รูป e, f) Thassanapak et al., 2011 (รูป g) Kato et al., 2002 (รูป h))

บทสรุป

แนวคิดในการประยุกต์ใช้ค่าวิเคราะห์ธรณีเคมีจากหินเซิร์ตเพื่อการตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอนนั้นเสนอโดย Murray et al. (1990; 1991) และ Murray (1994) ซึ่งได้พัฒนามาจากวิเคราะห์ธาตุหายากที่สะสมในซากดึกดำบรรพ์โคโนดอนท์โดย Wright et al. (1984) และต่อมามีการนำแนวคิดนี้มาประยุกต์ใช้ร่วมกับการตีความธรณีแปรสัณฐานอย่างแพร่หลาย ในประเทศไทยนั้นการศึกษาด้านนี้ยังมีน้อยอาจเกิดจากข้อจำกัดด้านค่าใช้จ่ายในการวิเคราะห์ที่ค่อนข้างสูง อย่างไรก็ตามผลการวิเคราะห์จากหินเซิร์ตอายุไทรแอสสิกตอนกลางในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยนั้นค่าวิเคราะห์สอดคล้องกับฐานข้อมูลของ Murray (1994) ที่ทำการสรุปโดย Chen et al. (2006) และผลการวิเคราะห์หิน

หินเซิร์ตและหินดินดานแทรกสลับอายุดีโวเนียนตอนปลายบริเวณจังหวัดเลยนั้นพบว่าสอดคล้องกับฐานข้อมูลของ Murray (1994) เช่นกันแม้พบค่าผิดปกติของธาตุยูโรเปียมเป็นบวกแต่ค่าวิเคราะห์ของธาตุหายากอื่นและธาตุหลักนั้นสอดคล้องกับสภาพแวดล้อมแบบขอบทวีป เช่นเดียวกับผลการวิเคราะห์จากหินเซิร์ตอายุไทรแอสสิกตอนกลางในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย ผลการวิเคราะห์เหล่านี้สอดคล้องกับผลการวิเคราะห์จากกรณีศึกษาอื่นที่ประยุกต์ใช้แนวคิดของ Murray et al. (1990; 1991) และ Murray (1994) ดังนั้นแนวคิดนี้เมื่อนำมาประกอบกับข้อมูลอื่นทางธรณีวิทยาและบรรพชีวินวิทยาจึงสามารถวิเคราะห์วิวัฒนาการธรณีแปรสัณฐานได้ผลดี โดยเฉพาะในพื้นที่ศึกษาที่มีความซับซ้อนทางธรณีวิทยาโครงสร้างสูง เช่น แนวตะเข็บธรณีหรือตามเขตการเพิ่มซ้อนทับของแผ่นธรณี

ตารางที่ 2 ผลการวิเคราะห์ปริมาณ (ค่า geomean) และอัตราส่วนของธาตุหายากและผลการตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตะกอน (depositional environment) จากกรณีศึกษา โดย $Ce/Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{1/2}$ และ $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$ (continental margin รวมถึง continental shelf, marginal sea, shelf, slope และ immature island arc; pelagic รวมถึง open ocean และ oceanic basin)

Locality of Case Study	Lithology	Age	Depositional Environment	La (ppm)	ΣREE (ppm)	Ce / Ce*	Eu / Eu*	La _n /Yb _n	La _n /Ce _n	Reference
Yangtze platform, East China	Chert	Middle Permian	Continental shelf	4.85	23.56	0.76	0.92	0.90	1.35	Kametaka et al. (2005)
Yangshuo basin, South China	Nudular and bedded chert	Devonian	Open ocean	1.79	9.69	0.85	1.53	0.41	1.83	Chen et al. (2006)
Yangshuo basin, South China	Tuffaceous chert	Devonian	Open ocean	15.63	69.34	0.84	0.98	0.49	1.99	Chen et al. (2006)
Yarlung Zangbo suture zone, Tibet	Chert	Mesozoic	Continental margin	7.30	39.97	1.54	1.03	1.09	0.94	Zhu et al. (2006)
Mino-Tanba belt, Southwest Japan	Chert	Permo-Triassic	Pelagic	5.97	26.84	0.98	1.04	1.08	1.54	Kato et al. (2002)
Southern Chichibu terrane, southwest Japan	Chert	Permian	Continental margin to oceanic basin	2.44	12.77	1.27	1.20	0.81	1.16	Kunimaru et al. (1998)
Southern Chichibu terrane, southwest Japan	Chert	Triassic	Marginal sea, shelf, slope	4.03	23.51	1.69	1.06	1.16	0.87	Kunimaru et al. (1998)
North-Western Coatia	Chert	Triassic	Pelagic	12.76	52.15	0.74	0.91	1.54	2.04	Halamić et al. (2001)
North-Western Coatia	Chert	Triassic	Continental margin	6.19	34.16	1.72	0.93	1.23	0.89	Halamić et al. (2001)
Western Australia	Carbonaceous chert	Archean	Immature island arc	1.25	5.70	1.31	1.63	1.22	1.23	Sugitani et al. (2002)
Southern Upland, Scotland	Chert clast	Ordovician and Silurian	Continental margin	9.49	59.10	1.39	0.99	0.56	0.99	Owen et al. (1999)
Northern Thailand	Chert	Middle Triassic	Continental margin	5.60	30.66	1.32	0.93	0.66	1.10	Thassanapak et al. (2011)
Loei, Northeastern Thailand	Chert	Upper Devonian	Continental margin	4.03	18.71	1.25	1.33	0.97	1.27	Udchachon et al. (2011)
Loei, Northeastern Thailand	Shale	Upper Devonian	Continental margin	19.26	100.95	1.42	1.15	1.23	1.07	Udchachon et al. (2011)

เอกสารอ้างอิง

- Armstrong, H. A., Owen, A. M. and Floyd, J. D. (1999). Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantra ophiolite and Leadhills imbricate zone, Southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian orogeny. *Journal of the Geological Society of London*. 156: 549-560.
- Barr, S. M. and MacDonald, A. S. (1991). Toward a Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonic model for Thailand. *Journal of Thai Geosciences*. 1: 11-22.
- Bunopas, S. (1981). Paleogeographic history of western Thailand and adjacent parts of south-east Asia: a plate tectonics interpretation. Doctoral dissertation, Victoria University of Wellington, New Zealand.
- Bunopas, S. (1992). Regional stratigraphic correlation in Thailand. In *Proceedings of the National Conference on Geological Resources of Thailand: Potential for Future Development*.

- Bangkok: Department of Mineral Resources. 189–208.
- Chen, D., Qing, H., Yan, X. and Li, H. (2006). Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): constraints from rare earth element geochemistry of chert. *Sedimentary Geology*. 183: 203-216.
- Chonglakmani, C. (2002). Current status of Triassic stratigraphy of Thailand and its implication for geotectonic evolution. In *Proceeding of the Symposium on Geology of Thailand*. Bangkok: Department of Mineral Resources. 1–3.
- Douville, E., Bienvu, P., Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Appriou, P. and Gamo, T. (1999). Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63: 627–643.
- Ferrari, O. M., Hochard, C. and Stampfli, G. M. (2008). An alternative plate tectonic model for the Palaeozoic-Early Mesozoic Palaeotethyan evolution of Southeast Asia (Northern Thailand–Burma). *Tectonophysics*. 451: 346-365.
- German, C. R., Hergt, J., Palmer, M. R. and Edmond, J. M. (1999). Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 218 N East Pacific Rise. *Chemical Geology*. 155: 65–75.
- Halamić, J., Marchig, V., and Goričan, S. (2001). Geochemistry of Triassic Radiolarian Cherts in North-Western Croatia. *Geologica Carpathica*. 52(6): 327-342.
- Helmcke D. (1985). The Permo-Triassic Paleotethys in mainland Southeast-Asia and adjacent parts of China. *Geologische Rundschau*. 74 (2): 215-228.
- Helmcke, D. and Kraikhong, C. (1982). On the geosynclinal and orogenic evolution of Central and Northeastern Thailand. *Journal of Geological Society of Thailand*. 5: 52-74.
- Holser, W. T. (1997). Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography. *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleoecology*. 132: 309-323.
- Ingersall, R. V. and Busby, C. J. (1995). Tectonics of sedimentary basins. In C. J. Busby and R. V. Ingersall (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basin*. Massachusetts: Blackwell Science. 1-51.
- Jenner, G. J., Longerich, H. P., Jackson S. E. and Fryer B. J. (1990). ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected

- U.S.G.S. reference samples. *Chemical Geology*. 83: 133-148.
- Jones, D. J., and Murchey, B. (1986). Geological significance of Paleozoic and Mesozoic radiolarian chert. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*. 14: 455-492.
- Kametaka, M., Takebe, M., Nagai, H., Zhu, S. and Takayanagi, Y. (2005). Sedimentary Environments of the Middle Permian Phosphorite-Chert Complex from the Northeastern Yangtze Platform, China; the Gufeng Formation: a continental shelf radiolarian chert. *Sedimentary Geology*. 174: 197-222.
- Kumimaru, T., Shimizu, H., Takahashi, K. and Yabuki, S. (1998). Differences in geological feature between Permian and Triassic chert from the Southern Chichibu Terrane, Southwest Japan: REE abundances, major element compositions and Sr isotopic ratio. *Sedimentary Geology*. 119: 195-217.
- Metcalfe, I. (2002). Permian tectonic framework and paleogeography of SE Asia. *Journal of Asian Earth Science*. 20: 551-566.
- Metcalfe, I. (2011). Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. *Gondwana Research*. 19(1): 3-21
- Murray, R. W. (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*. 90: 213-232.
- Murray, R. W., Jones, D. J. and Buchholtz ten Brink, M. R. (1992). Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*. 20: 271-274.
- Murray, R.W, Buchholtz ten Brink, M. R, Gerlach, D. C. and Russ III, G, P. (1991). Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, Californian: assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 55: 1875-1895.
- Murray, R.W, Buchholtz ten Brink, M. R., Jones, D. L, Gerlach, D. C. and Russ III, G. P. (1990). Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*. 18: 268-271.
- Olivarez, A.M., & Owen, R. M. (1991). The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE input to the oceans. *Chemical Geology*. 92: 317-328.
- Owen, A. W., Armstrong, H. A. and Floyd, J. D. (1999). Rare earth element geochemistry of Upper Ordovician cherts from the Southern Uplands of Scotland. *Journal of Geological Society of London*. 156: 191-204.

- Piegras, D. J. and Jacobsen, S. B. (1992). The behavior of rare earth elements in seawater: precise determination of variations in the North Pacific water column. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56: 1851-1862.
- Potts, P. J. and Webb, P. C. (1992). X-ray fluorescence spectrometry. *Journal of Geochemical Exploration*. 44(1-3): 251-296.
- Saesaengseerung, D., Sashida, K. and Sardud, A. (2008). Discovery of Middle Triassic radiolarian fauna from the Nan area along the Nan-Uttaradit suture zone, northern Thailand. *Paleontological Research*. 12(4): 397-409.
- Shimatzu, H. and Masuda, A. (1977). Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. *Nature*. 266: 346-348.
- Sholkovitz, E. R. (1990). Rare earth elements in marine sediments and geochemical standards. *Chemical Geology*. 88: 333-347.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crustal: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell.
- Thassanapak, H., Udchachon, M., Chonglakmani, C. and Feng, Q. (2011). Geochemistry of Middle Triassic radiolarian cherts from Northern Thailand: implication for depositional environment. *Journal of Earth Science*. (in press)
- Thassanapak, H., Chonglakmani, C., Feng, Q., Grant-Mackie, J. and Thaneer, N. (2007). Middle Triassic radiolarians from Den Chai area, Northern Thailand. In *Proceedings of the International Conference on Geology of Thailand: Towards Sustainable Development and Sufficiency Economy*. Bangkok: Department of Mineral Resources. 180-186.
- Ueno, K. (2003). The Permian fusulinoidean faunas of the Sibumasu and Baoshan Blocks: their implication for the paleogeographic and paleoclimatologic reconstruction of the Cimmerian Continent. *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleogeology*. 193: 1-24.
- Udchachon, M., Thassanapak H, Feng Q. and Chonglakmani C. (2011). Geochemical constraints on the depositional environment of Upper Devonian radiolarian cherts from Loei, northeastern Thailand. *Frontier of Earth Science*. 5(2): 178-190.
- Wang, X-D., Ueno, K., Mizuno, Y. and Sugiyama, T. (2001). Late Paleozoic faunal, climatic, and geographic changes in the Baoshan block as a Gondwana-Derived continental fragment in Southwest China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleogeology*. 170:197-218.

- Wright, J., Seymour, R. S. and Shaw, H. F. (1984). REE and Nd isotope in control apatite: Variation with geological age and depositional environment. Geological Society of American Special Paper. 196: 325-340.

- Zhu, J., Du, Y., Liu, Z., Feng, Q., Tian, W., Li, J. and Wang, C. (2006). Mesozoic radiolarian chert from the Middle sector of the Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet and its tectonic implication. Science in China: Series D Earth Sciences. 49: 348-357.

