



รหัสโครงการ SUT7-719-57-24-62

รายงานการวิจัย

วิวัฒนาการทางธรณีวิทยาแปรสัณฐานของหมวดหินห้วยหินลาด
และศักยภาพของแหล่งก๊าชธรรมชาติในชั้นหินดินดาน
ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ประเทศไทย
(Tectonic Evaluation of the Huai Hin Lat Formation
and Its Shale Gas Potential in Northeastern Thailand)

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจาก
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

ผลงานวิจัยเป็นความรับผิดชอบของหัวหน้าโครงการวิจัยแต่เพียงผู้เดียว



รหัสโครงการ SUT7-719-57-24-62

รายงานการวิจัย

วิวัฒนาการทางธรณีวิทยาแปรสัณฐานของหมวดหินห้วยหินลาด
และศักยภาพของแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดาน
ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ประเทศไทย
(Tectonic Evaluation of the Huai Hin Lat Formation
and Its Shale Gas Potential in Northeastern Thailand)

คณะผู้วิจัย

หัวหน้าโครงการ

ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.อัมพรรค์ วรรณโกมล

สาขาวิชาเทคโนโลยีธรณี

สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์

ผู้ร่วมวิจัย

ดร.จงพันธ์ จงลักษณ์ณี

ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจากมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี ปีงบประมาณ พ.ศ. 2557-2558

ผลงานวิจัยเป็นความรับผิดชอบของหัวหน้าโครงการวิจัยแต่เพียงผู้เดียว

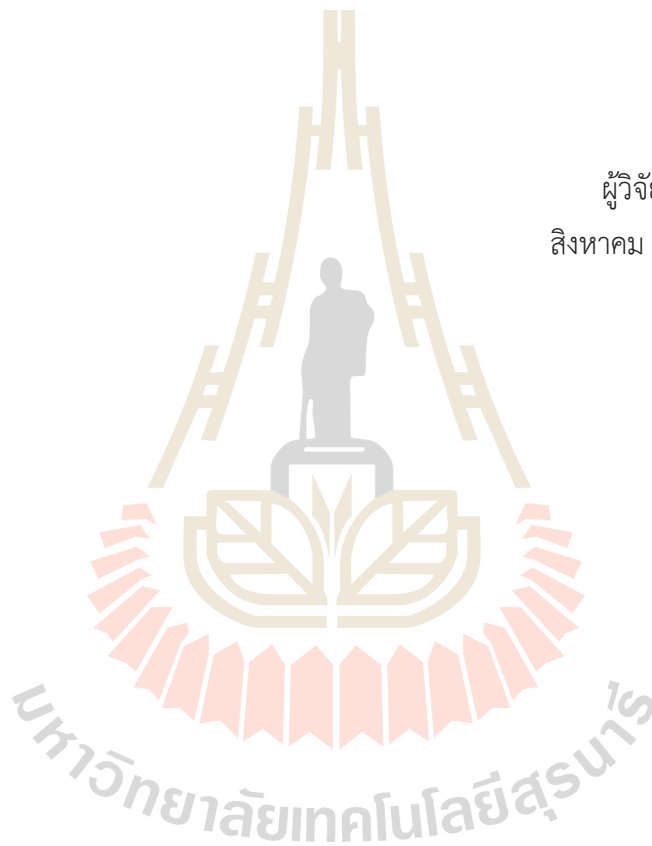
สิงหาคม 2561

กิตติกรรมประกาศ

การวิจัยครั้งนี้ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจากมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี งบประมาณ พ.ศ. 2557-2558 และได้รับความช่วยเหลือจากเจ้าหน้าที่ประจำห้องปฏิบัติการเทคโนโลยีธรณี สำนักวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี และเจ้าหน้าที่ประจำห้องปฏิบัติการธรณีวิทยา University of Geosciences มหาวิทยาลัยวูฮั่น สาธารณรัฐประชาชนจีน เป็นอย่างดี ซึ่งผู้วิจัยต้องขอขอบคุณมา ณ โอกาสนี้ด้วย

ผู้วิจัย

สิงหาคม 2561



บทคัดย่อ

แอ่งซับพลูและแอ่งนาพอสองเป็นแอ่งกึ่งกราเบนที่เกิดจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลกชิบูมาซีและอินโดจีนในสมัยนอร์เรียน ภาคตัดลำดับชั้นหินที่ประกอบด้วยหินกรวดมนบ่งบอกถึงบริเวณขอบแอ่งที่มีพลังที่ถูกควบคุมโดยรอยเลื่อนฐานโค้งที่เอียงเทไปทางด้านทิศตะวันตก ภาคตัดลำดับชั้นหินบางภาคตัดของแอ่งนาพอสองถูกแทรกชั้นตะกอนด้วยตะกอนเก้าภูเขาไฟและตะกอนขนาดเม็ดละเอียดซึ่งบ่งชี้ถึงการมีการประทุของภูเขาไฟมาก่อน นอกจากนี้ภาคตัดหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่แสดงการสลับรอบกันของสภาพแวดล้อมย่อยและสภาวะการสะสมตัวภายใต้สภาวะที่ไร้ออกซิเจนในอดีตซึ่งบ่งชี้ว่าภาคตัดเหล่านี้สะสมตัวในช่วงก่อนการเกิดธรณีวิทยาแปรสัณฐาน

หินดินดานที่อุดมด้วยสารอินทรีย์ของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งซับพลู (ภาคตัดบ้านหนองไทร) และแอ่งนาพอสอง (ภาคตัดตาดใหญ่) ได้ถูกเลือกเพื่อทำการศึกษาเชิงรายละเอียดเกี่ยวกับสภาพแวดล้อมการสะสมตัวและศักยภาพด้านปิโตรเลียม เนื่องด้วยมีการไหลปรากฏของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม การวิเคราะห์ธรณีเคมีและการวิเคราะห์ศิลารรณนาของหินตัวอย่างได้ถูกดำเนินการเพื่อใช้ในการประเมินคุณสมบัติของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและหินกักเก็บปิโตรเลียม จากผลการศึกษาของการผลิตในอดีตและสภาวะที่ไร้ออกซิเจนในอดีต ชนิดของสารอินทรีย์ ความสมบูรณ์และคุณภาพของสารอินทรีย์ ภาวะการได้ที่ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและสารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้น ได้ถูกใช้เพื่อการประเมินศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม ซึ่งการผลิตในอดีตสามารถจำแนกได้จากค่าตัวแปรของ AOM, Acritarchs, Phytoclasts, TOC, Excess SiO₂, Ba/Al และ P/Al โดยได้แสดงค่าที่สูงในชั้น 1, 7, 9, 10, 13, 15-16 และ 19 (ภาคตัดบ้านหนองไทร) และชั้น 3, 9, 12, 14, 16, 17, 20, 22, 27, 30 และ 32 (ภาคตัดตาดใหญ่) ซึ่งแสดงถึงการผลิตในอดีตแบบขั้นสูง โดยชั้นที่ 3 และชั้นที่วางตัวอยู่ตอนล่างของชั้น 13 (ภาคตัดบ้านหนองไทร) และชั้นที่ 18 (ภาคตัดตาดใหญ่) นั้นแสดงการผลิตในอดีตแบบขั้นต่ำแต่มีปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดสูงซึ่งแสดงถึงสภาวะการเก็บรักษาสารอินทรีย์ที่ดี สภาวะไร้ออกซิเจนในอดีตสามารถจำแนกได้จากค่าของสัดส่วน Ni/Co, U/Th, V/Cr, V/(V+Ni), Ni/V, (Cu+Mo)/Zn และ Ce anomaly โดยค่าสัดส่วนที่สูงเหล่านี้ของทั้งสองภาคตัดนั้นแสดงถึงสภาวะไร้ออกซิเจนขั้นสูง โดยภาคตัดบ้านหนองไทรจะมีลำดับชั้นที่ต่ำกว่าเล็กน้อย หินดินดานของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่แสดงค่าปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดอยู่ในช่วงระหว่าง 1.9-7.1 % และ 4.7-10.1 % ซึ่งแสดงถึงการเป็นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมชนิดยอดเยี่ยม จากผลการวิเคราะห์ชนิดของมาซีรอลของภาคตัดทั้งสองแสดงถึงการเป็นคีโรเจนชนิดที่หนึ่งเป็นส่วนใหญ่ ค่า R₀ และ T_{max} ของภาคตัดบ้านหนองไทร คือ 0.91 %R₀ และ 445.7 °C และของภาคตัดตาดใหญ่ คือ 1.71 %R₀ และ 602.8 °C ซึ่งสามารถประเมินค่าได้ระดับขั้นภาวะการได้ที่สูงสุดและภาวะหลังการได้ที่ ซึ่งสอดคล้องกับค่าดัชนีการเปลี่ยนแปลงที่แสดงค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 69.0-99.6 % และ 99.8-99.9 % ผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าก๊าซชั้นและก๊าซแห้งกำเนิดมาจากภาคตัดบ้านหนองไทรและก๊าซแห้งส่วนใหญ่

กำเนิดมาจากภาคตัดตาดใหญ่ ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ดั้งเดิมของภาคตัดบ้านหนองไทรมีค่าอยู่ในช่วง 5.1-10.7 % และของภาคตัดตาดใหญ่มีค่าอยู่ในช่วง 7.8-14.9 % ตามลำดับ สารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้นทั้งหมดของทั้งสองภาคตัด คือ 16,914.4 mcf/ac-ft ดังนั้นภาคตัดทั้งสองของหมวดหินห้วยหินลาดจึงถูกพิจารณาว่ามีศักยภาพสูงที่จะให้กำเนิดก๊าซสำหรับการสะสมตัวในแอ่งโคราชได้

หมวดหินห้วยหินลาดมีศักยภาพสูงสำหรับเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดาน โดยการศึกษาแร่ประกอบหินและแหล่งศักยภาพในการเป็นแหล่งเก็บรักษาสารไฮโดรคาร์บอนได้ถูกใช้ในการประเมินคุณสมบัติของหินดินดานสำหรับเป็นหินกักเก็บก๊าซธรรมชาติในการศึกษาครั้งนี้ ปริมาณของแร่เปราะและแร่ดินเหนียวนั้นมีค่าโดยเฉลี่ยเป็น 45.9 % และ 42.6 % (ภาคตัดบ้านหนองไทร) และ 50.7 % และ 23.6 % (ภาคตัดบ้านตาดใหญ่) ตามลำดับ ดังนั้นภาคตัดทั้งสองจึงมีศักยภาพในการเป็นแหล่งเก็บก๊าซธรรมชาติโดยตัวของมันเองภายใต้สภาวะการฝังตัวที่เหมาะสมได้ ช่องว่างขนาดไมโครเมตรก็แสดงลักษณะที่ดีในการมีความสามารถในการจัดเก็บและเป็นเส้นทางสำหรับการซึมผ่านของก๊าซธรรมชาติ ค่าความพรุนสูงของหินดินดานที่ประเมินได้มาจากช่องว่างขนาดไมโครเมตรนั้นแสดงค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 6.7-6.9 % (ภาคตัดบ้านหนองไทร) และ 8.6-14.7 % (ภาคตัดตาดใหญ่) อย่างไรก็ตามค่า S₂ ที่ค่อนข้างต่ำนั้นก็แสดงถึงการที่สารไฮโดรคาร์บอนได้ถูกขับออกมาจากสารอินทรีย์เหล่านี้ไปแล้ว

Abstract

The Sap Phlu and Na Pho Song Basins are half grabens which are generated from the collision of two principle continental blocks of Sibumasu and Indochina in Norian Age. Stratigraphic sections consisting of conglomerate indicate to the active margin area which are controlled by a west dipping listric normal fault. Some stratigraphic sections of the Na Pho Song Basin are interbedded with volcanic ash and fine-grained sediment indicating to previous volcanic eruption. Moreover, the Ban Nong Sai and Dat Yai sections show the cyclic change of depositional environments and palaeoredox condition indicating they deposited during previous tectonic event.

The organic rich shales of the Huai Hin Lat Formation in the Sap Phlu (Ban Nong Sai section) and Na Pho Song Basins (Dat Yai section) are selected for detailed study in term of depositional environment and petroleum potential due to good exposures of source rock. Geochemical and petrographic analyses of rock samples are carried out for evaluation of petroleum source rock and reservoir rock properties. The results of palaeoproductivity and palaeoredox condition, organic matter type, organic richness and quality, thermal maturity, and generated hydrocarbon studies are used for evaluation of source rock potential. The palaeoproductivity can be distinguished by values of AOM, Acritarchs, Phytoclasts, TOC, Excess SiO_2 , Ba/Al, and P/Al proxies. They are high in Beds 1, 7, 9, 10, 13, 15-16, and 19 (Ban Nong Sai section) and Beds 1, 3, 9, 12, 14, 16, 17, 22, 27, 30, and 32 (Dat Yai section) which indicate a high palaeoproductivity. The Bed 3 and lower Bed 13 (Ban Nong Sai section) and Bed 18 (Dat Yai section) are low palaeoproductivity but high in TOC indicating a high preservation. The palaeoredox condition is distinguished by values of Ni/Co, U/Th, V/Cr, $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$, Ni/V, $(\text{Cu}+\text{Mo})/\text{Zn}$, and Ce anomaly. These high ratios of both sections indicate a high reducing condition, although the Ban Nong Sai section is slightly lower. The shales of the Ban Nong Sai and Dat Yai sections show TOC values ranging from 1.9-7.1 % and 4.7-10.1 % which indicate an excellent source rock. The results of maceral type analyses of both sections show that they belong mainly to Type I kerogen. R_o and T_{max} values of the Ban Nong Sai section are 0.91 % R_o and 445.7 °C and the Dat Yai section are 1.71 % R_o and 602.8 °C. They indicate the peak mature and the postmature levels of thermal maturity which are conformable to the transformation ratios of 69.0-99.6 % and 99.8-99.9 %. The result shows that wet and dry gases were generated from the Ban Nong Sai section and mainly

dry gases from the Dat Yai section. TOC_o values range from 5.1-10.7 % (Ban Nong Sai section) and 7.8-14.9 % (Dat Yai section) respectively. The total generated hydrocarbon of both sections is 16,914.4 mcf/ac-ft. Therefore, both sections of the Huai Hin Lat Formation are considered to have high potential to generate gas for accumulation in the Khorat Basin.

The Huai Hin Lat Formation is evaluated for potential of shale gas resource. The study of reservoir rock-forming minerals and hydrocarbon storage potential are used for evaluation the property of shale for reservoir rocks in this study. The average content of brittle and clay minerals is 45.9 % and 42.6 % (Ban Nong Sai section) and 50.7% and 23.6 % (Dat Yai section) respectively. Therefore, both sections have the potential to host gas under proper burial condition. The micropore types are good for both storage capacities and permeability pathways of gases. The high porosity of shales estimated from micropores ranges from 6.7-6.9 % (Ban Nong Sai section) and 8.6-14.7 % (Dat Yai section). However, the low S_2 indicates that hydrocarbon has already been expelled from these organic matter.

สารบัญ

	หน้า
กิตติกรรมประกาศ	ก
บทคัดย่อภาษาไทย	ข
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ	ง
สารบัญ	ฉ
สารบัญตาราง	ฉ
สารบัญรูป	ช
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 การสำรวจปีโตรเลียมในเขตที่ราบสูงโคราช	1
1.2 ระบบปีโตรเลียมในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย	2
1.2.1 หินต้นกำเนิดปีโตรเลียม 2	2
1.2.2 หินกักเก็บปีโตรเลียม	4
1.2.3 หินปิดกั้น	4
1.2.4 สภาวะการได้ที่ของหินต้นกำเนิดปีโตรเลียม	5
1.3 ก๊าซธรรมชาติ	5
1.3.1 แหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติแบบปกติ	6
1.3.2 แหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษ	7
1.3.2.1 ก๊าซธรรมชาติในหินดินดานแบบพิเศษ	9
1.3.2.2 ก๊าซธรรมชาติในหินดินดานแบบพิเศษในประเทศไทย	10
1.4 วัตถุประสงค์ของการศึกษา	10
1.5 ขอบเขตและข้อจำกัดของการศึกษา	10
1.5.1 การศึกษาตัวอย่างหินโผล่	11
1.5.2 การศึกษาในห้องปฏิบัติการ	11
1.6 วิธีการดำเนินการวิจัย	11
บทที่ 2 วรรณกรรมปริทัศน์	15
2.1 ธรณีวิทยาประเทศไทย	15
2.2 ธรณีวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย	20
2.2.1 กลุ่มหินนาโมและกลุ่มหินปากชม	21

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
2.2.2 เหตุการณ์ช่วงยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนกลาง	21
2.2.3 กลุ่มหินสระเบิร์ชช่วงยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนกลางถึงยุคเพอร์เมียนตอนบน	21
2.2.4 เหตุการณ์อินโดซีเนียน 1	22
2.2.5 หมวดหินห้วยหินลาดหรือกลุ่มหินกุฉินารายณ์	23
2.2.6 เหตุการณ์อินโดซีเนียน 2	23
2.2.7 แอ่งโคราช	23
2.2.8 เหตุการณ์ช่วงครีเทเชียสตอนกลาง	25
2.2.9 หมวดหินมหาสารคาม	26
2.2.10 หมวดหินภูทอก	26
2.2.11 การเกิดขึ้นหินคดโค้งและการยกตัวของพื้นที่ยุคเทอร์เชียรี	26
2.3 ธรณีวิทยาของหมวดหินห้วยหินลาด	26
บทที่ 3 วิธีการศึกษา.....	31
3.1 การศึกษาภาคสนามเพื่อศึกษาภาคตัดลำดับชั้นชั้นหิน	31
3.2 การสกัดซากบรรพชีวินขนาดเล็ก.....	31
3.2.1 กระบวนการสกัดซากสิ่งมีชีวิตขนาดเล็ก	33
3.2.2 การเตรียมสารละลาย	33
3.3 การวิเคราะห์ทางธรณีเคมี.....	34
3.3.1 การวิเคราะห์ธาตุ.....	35
3.3.1.1 การวิเคราะห์ธาตุหลัก	35
3.3.1.2 การวิเคราะห์ร่องรอยและธาตุหายาก	36
3.3.2 การวิเคราะห์แร่ประกอบหิน.....	37
3.3.3 การวิเคราะห์ไฮโดรคาร์บอน	39
3.3.3.1 คาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC).....	39
3.3.3.2 การสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (R _o).....	41
3.3.3.3 การวิเคราะห์ Rock-Eval Pyrolysis	43
3.4 การวิเคราะห์คุณสมบัติทางกายภาพ.....	45
3.4.1 การวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (SEM).....	45
3.4.2 การวิเคราะห์ด้วยเครื่องเอกซเรย์คอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก (Micro-CT).....	47
3.5 การวิเคราะห์ชนิดของคีโรเจน.....	48

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
บทที่ 4 ผลการศึกษา.....	49
4.1 ผลการศึกษาการลำดับชั้นหิน.....	49
4.1.1 ภาคตัดลำดับชั้นหินที่ทำการศึกษา	49
4.1.1.1 พื้นที่แอ่งซับพลู.....	49
4.1.1.1.1 ภาคตัดบ้านหนองไทร	49
4.1.1.1.2 ภาคตัดซับพลูใต้	54
4.1.1.1.3 ภาคตัดซับพลูเหนือ	57
4.1.1.1.4 ภาคตัดเขาอีต่างและภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร	60
4.1.1.2 พื้นที่แอ่งนาพอสอง.....	64
4.1.1.2.1 ภาคตัดศิลา	64
4.1.1.2.2 ภาคตัดตาดเสี้ยว.....	68
4.1.1.2.3 ภาคตัดตาดกลอยเหนือ	72
4.1.1.2.4 ภาคตัดหลักด่าน.....	75
4.1.1.2.5 ภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง	78
4.1.1.2.6 ภาคตัดตาดใหญ่	84
4.1.1.2.7 ภาคตัดบ้านห้วยทรายทอง.....	87
4.1.2 การจำแนกลำดับชั้นหินสำหรับการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม.....	90
4.1.2.1 การเทียบความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหิน	90
4.1.2.1.1 ความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหินในแอ่งซับพลู	92
4.1.2.1.2 ความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหินแอ่งนาพอสอง	94
4.1.2.2 ภาคตัดที่เหมาะสมต่อการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม	96
4.2 ผลการศึกษาศิลาวิทยาและธรณีเคมี.....	97
4.2.1 การวิเคราะห์การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต	97
4.2.1.1 การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต.....	97
4.2.1.1.1 การผลิตในอดีต	97
4.2.1.1.2 สภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต	101
4.2.1.2 การวิเคราะห์การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนของตัวอย่าง ที่ทำการศึกษา.....	103
4.2.1.2.1 การประเมินภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู)	103

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
4.2.1.2.1.1 การวิเคราะห์ทางศิลาวรรณา	103
4.2.1.2.1.2 การวิเคราะห์ธรณีเคมี.....	107
4.2.1.2.2 การประเมินภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง)	114
4.2.1.2.2.1 การวิเคราะห์ทางศิลาวรรณา	114
4.2.1.2.2.2 การวิเคราะห์ทางธรณีเคมี.....	118
4.2.1.3 การวิเคราะห์ชุดลักษณะของละอองเรณู.....	122
4.2.2 การวิเคราะห์ไฮโดรคาร์บอน	126
4.2.2.1 การวิเคราะห์หินต้นกำเนิดปิโตรเลียม.....	126
4.2.2.1.1 การวิเคราะห์ศิลาวรรณาที่สามารถมองเห็นได้.....	126
4.2.2.1.2 การวิเคราะห์ธรณีเคมีของสารไฮโดรคาร์บอน	131
4.2.2.1.2.1 คาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)	131
4.2.2.1.2.2 การสะท้อนแสงของวிரินต์ (R _o)	131
4.2.2.1.2.3 Rock-Eval Pyrolysis.....	134
4.2.2.2 การวิเคราะห์คุณสมบัติของหินกักเก็บปิโตรเลียม	137
4.2.2.2.1 การวิเคราะห์แร่ประกอบหินโดยใช้หลักการ XRD	137
4.2.2.2.2 การตรวจด้วยเครื่องเอกซเรย์คอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก	140
4.2.2.2.3 การวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด.....	144
4.2.2.2.3.1 การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็ก	144
4.2.2.2.3.2 การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็ก ภาคตัดบ้านหนองไทร.....	145
4.2.2.2.3.3 การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็ก ของภาคตัดตาดใหญ่.....	152
4.3 อภิปรายผลการศึกษา.....	157
4.3.1 การประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม	157
4.3.1.1 การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต.....	157
4.3.1.1.1 การผลิตในอดีต	157
4.3.1.1.2 สภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต	159
4.3.1.2 รูปแบบของการสะสมตัวในอดีต.....	161

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
4.3.1.3 คุณภาพของอินทรีย์สารของคีโรเจน	163
4.3.1.4 ปริมาณและคุณภาพของอินทรีย์สาร.....	173
4.3.1.4.1 ปริมาณของคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในปัจจุบัน	173
4.3.1.4.2 ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในอดีต.....	174
4.3.1.5 ระดับภาวะการได้ที่เนื่องด้วยความร้อน	180
4.3.1.5.1 ค่าการสะท้อนแสงของวชิรไนต์ (R_o).....	180
4.3.1.5.2 อุณหภูมิสูงสุด (T_{max}).....	182
4.3.1.5.3 ค่าดัชนีการผลิต (PI).....	183
4.3.1.5.4 อัตราการเปลี่ยนแปลงของคีโรเจน (TR)	183
4.3.1.6 ปริมาณของสารไฮโดรคาร์บอนจากหินต้นกำเนิด.....	189
4.3.1.7 การประเมินก๊าซธรรมชาติแบบปกติ	191
4.3.2 การประเมินก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดาน	192
4.3.2.1 การประเมินความเสี่ยงจากข้อมูลหินต้นกำเนิด	193
4.3.2.2 องค์ประกอบทางแร่ประกอบหินในชั้นหินกักเก็บ	196
4.3.2.3 การกักเก็บสารไฮโดรคาร์บอน	199
4.3.2.3.1 ช่องว่างขนาดเล็ก	199
4.3.2.3.2 เครือข่ายความพรุนและการกระจายตัว.....	200
4.3.2.4 การประเมินความเสี่ยงจากข้อมูลหินกักเก็บปิโตรเลียม	201
4.3.2.5 การประเมินศักยภาพแหล่งก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานแบบพิเศษ	205
บทที่ 5 สรุปผลการศึกษาและข้อเสนอแนะ.....	207
5.1 สรุปผลการศึกษา.....	207
5.1.1 ธรณีวิทยาแปรสัณฐานของหมวดหินห้วยหินลาดในพื้นที่ศึกษา	207
5.1.2 การศึกษาเชิงรายละเอียดของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่	208
5.1.3 สภาวะการผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีตของภาคตัดที่ศึกษา	208
5.1.3.1 ภาคตัดบ้านหนองไทร	208
5.1.3.2 ภาคตัดตาดใหญ่.....	208
5.1.4 อินทรีย์วัตถุของภาคตัดที่ทำการศึกษา.....	209
5.1.5 การประเมินก๊าซธรรมชาติในหินดินดาน	209
5.2 ข้อเสนอแนะ.....	209

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
บรรณานุกรม	211
ประวัติผู้วิจัย.....	237



สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
1.1	คุณภาพหินต้นกำเนิดของกลุ่มหินโคราช หมวดหินห้วยหินลาดและหินยุคเพอร์เมียน 4
1.2	การเผาไหม้ผลิตภัณฑ์ที่ได้จากเชื้อเพลิงฟอสซิลอื่น ๆ 6
4.1	แสดงปริมาณการนับ Palynofacies (particles/g rock) และร้อยละ โดยปริมาณของ AOM, Acritarchs และ Phytoclasts เมื่อเทียบกับข้อมูล TOC ของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู..... 106
4.2	แสดงปริมาณการนับชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) (particles/g rock) และร้อยละโดยปริมาณของ AOM, Acritarchs และ Phytoclasts เมื่อเทียบกับข้อมูล TOC ของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง 117
4.3	ประเภทของมาซีรอลที่จำแนกโดยการวิเคราะห์ทางสีลาบรรณาของภาคตัด บ้านหนองไทร หมวดหินห้วยหินลาด 129
4.4	ประเภทของมาซีรอลที่จำแนกโดยการวิเคราะห์ทางสีลาบรรณาของภาคตัด ตาดใหญ่ หมวดหินห้วยหินลาด 130
4.5	ผลการทดสอบค่าการสะท้อนแสงวิทรีไนต์ (R_o) ด้วยวิธีการตรวจวัดทางแสง ของบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทร หมวดหินห้วยหินลาด..... 133
4.6	ผลการทดสอบค่าการสะท้อนแสงวิทรีไนต์ (R_o) ด้วยวิธีการตรวจวัดทางแสง ของบริเวณภาคตัดตาดใหญ่ หมวดหินห้วยหินลาด 134
4.7	ผลการทดสอบ T_{max} S_1 S_2 และ S_3 โดยใช้เทคนิค Pyrolysis Rock-Eval ของ พื้นที่ภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู) และพื้นที่ภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง) ของหมวดหินห้วยหินลาด 136
4.8	ผลการวิเคราะห์แร่ประกอบและแร่ดินเหนียว ของภาคตัดบ้านหนองไทรโดยวิธี XRD 138
4.9	ผลการวิเคราะห์แร่ประกอบและแร่ดินเหนียว ของภาคตัดตาดใหญ่โดยวิธี XRD..... 139
4.10	ค่าความพรุนประเภทต่าง ๆ ของตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทรและ ภาคตัดตาดใหญ่ของหมวดหินห้วยหินลาดโดยการวิเคราะห์ด้วย Micro-CT 141
4.11	ค่า TOC ค่าดัชนีต่าง ๆ จากการทดสอบ Rock-Eval Pyrolysis และค่าการ สะท้อนแสงของวิทรีไนต์ของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู..... 168
4.12	ค่า TOC ค่าดัชนีต่าง ๆ จากการทดสอบ Rock-Eval Pyrolysis และค่าการ สะท้อนแสงของวิทรีไนต์ของตัวอย่างภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง..... 169
4.13	ชนิดของอินทรีย์วัตถุซึ่งถูกจำแนกโดยค่าดัชนีชนิดของคีโรเจน (Kerogen type index) .. 171

สารบัญตาราง (ต่อ)

ตารางที่	หน้า
4.14 ความสัมพันธ์ของดัชนีชนิดของคีโรเจน (Kerogen type index, TI) ของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่.....	172
4.15 เกณฑ์ในการจำแนกศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมในตัวอย่างหินดินดานและหินปูน โดยใช้ค่าของคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC).....	175
4.16 ค่าดัชนีไฮโดรเจนในอดีต (Original hydrogen index, HI _o) อัตราการเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR _{HI}) และค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในอดีต (Original total organic carbon, TOC _o) ของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู.....	178
4.17 ค่าดัชนีไฮโดรเจนในอดีต (Original hydrogen index, HI _o) อัตราการเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR _{HI}) และค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในอดีต (Original total organic carbon, TOC _o) ของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง.....	179
4.18 เกณฑ์การจำแนกระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนโดยใช้ค่าอุณหภูมิสูงสุด (T _{max}) ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R _o) ค่าดัชนีการผลิต (Pproduction index, PI) และค่าอัตราการเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR)....	184
4.19 ค่าศักยภาพสารไฮโดรคาร์บอนในอดีตที่ได้จากการคำนวณ (S _{2o}) สารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้น และสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมดโดยเฉลี่ยของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู.....	190
4.20 ค่าศักยภาพสารไฮโดรคาร์บอนในอดีตที่ได้จากการคำนวณ (S _{2o}) สารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้น และสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมดโดยเฉลี่ยของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง.....	191
4.21 เกณฑ์การประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมโดยใช้ค่าของอุณหภูมิสูงสุด (T _{max}) ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (R _o) ดัชนีการผลิต (PI) ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลง (TR) ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ความหนาของชั้นหินดินดาน และชนิดของอินทรีย์วัตถุ.....	194
4.22 เกณฑ์การประเมินหินกักเก็บปิโตรเลียมโดยใช้ค่าของความพรุน ปริมาณแร่เปราะ และ แร่ดินเหนียว และความหนา.....	202

สารบัญรูป

รูปที่	หน้า
1.1 การผลิตก๊าซธรรมชาติตามแหล่งที่มา (tcf/year).....	8
1.2 แนวโน้มการใช้ก๊าซจากแหล่งกักเก็บแบบไม่ปกติ (bcf/day) ของสหรัฐอเมริกา	8
1.3 แผนที่แสดงตำแหน่งที่ตั้งของบริเวณพื้นที่ศึกษา.....	13
2.1 โครงสร้างหลักของประเทศไทยที่เกิดจากการรวมกันของแผ่นแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) และแผ่นอินโดจีน	17
2.2 ภาคตัดขวางบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย แสดงให้เห็นถึงการปิดของทะเลโบราณ (Palaeotethys) ในช่วงต้นยุคไทรแอสซิก และการชนกันครั้งสุดท้ายของแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu Block) กับ Sukhothai Arc และแผ่นอินโดจีน (Indochina Block) ในช่วงปลายยุคไทรแอสซิก.....	20
2.3 วิวัฒนาการของหมวดหินหิลาตในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	28
2.4 แผนที่ Isochronopatch ของหมวดหินหิลาตหรือกลุ่มหินภูพานารายณ์ที่แสดง การกระจายตัวในแอ่งกึ่งกราเบน (Half-graben)	30
3.1 แผนภูมิแสดงวิธีการศึกษาการประเมินก๊าซธรรมชาติในหินดินดานของภาคตัด บ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่ หมวดหินหิลาต.....	32
3.2 กล้องจุลทรรศน์ Leica DM550 B ใช้สำหรับการวิเคราะห์ซากบรรพชีวินขนาดเล็ก	34
3.3 เครื่อง XRF-1800 XRF-1800	36
3.4 เครื่อง X'Pert PRO Dy 2198	38
3.5 เครื่อง Liqui TOC	40
3.6 กล้องจุลทรรศน์แบบสะท้อนแสง Leica MSP200.....	42
3.7 แผนภาพแสดงกระบวนการไพโรไลซิส.....	44
3.8 เครื่อง Quanta 200	46
3.9 เครื่อง Skyscan 1172 Micro-CT (micro computed tomography)	47
4.1 แสดงตำแหน่งที่ทำการศึกษาในแอ่งซับพลูในอำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา ประกอบด้วยภาคตัดบ้านหนองไทร (1) ภาคตัดซับพลูใต้ (2) ภาคตัดซับพลูเหนือ (3) ภาคตัดเขาคีต่าง (4) และภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร (5)	51
4.2 การสำรวจภาคสนามบริเวณบ้านหนองไทร (47P 785346 N และ1619790 E) แสดงภาคตัดส่วนล่าง (บนซ้าย) ภาคตัดส่วนกลาง (บนขวา) และภาคตัดส่วนบน (ด้านล่าง).....	52
4.3 ภาคตัดลำดับชั้นหินบ้านหนองไทรของหมวดหินหิลาตพื้นที่ศึกษาแอ่งซับพลู	53

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.4 การสำรวจภาคสนามบริเวณตอนใต้ของบ้านซัพพลู (47P 779126 N และ 1618940 E) แสดงให้เห็นถึงหินโผล่ที่ได้รับการเก็บรักษาที่ไม่ดี.....	55
4.5 ภาคตัดลำดับชั้นหินซัพพลูใต้ที่แสดงชั้นหินของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งซัพพลู.....	56
4.6 การสำรวจภาคสนามบริเวณตอนเหนือของพื้นที่ซัพพลู (47P 779011 N และ 1619179 E) แสดงถึงหินโผล่ที่ไม่ได้รับการเก็บรักษาที่ดีตามแนวเนินเขา.....	58
4.7 ภาคตัดลำดับชั้นหินของภาคตัดบ้านซัพพลูเหนือในส่วนของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งซัพพลู.....	59
4.8 การสำรวจภาคสนามบริเวณเขาอีต่าง (47P 779982 N และ 1618739 E) แสดงแนวการสัมผัส (b) ระหว่างหินที่มีองค์ประกอบของแร่วะซิลิกาสูงยุคเพอร์เมียน (Permian silicified rock) (a) และหินกรวดมนฐานยุคไทรแอสซิก (Triassic basal conglomerate rocks) (c และ d).....	61
4.9 การสำรวจภาคสนามบริเวณวัดถ้ำหนองไทร (47P 785052 N และ 1618816 E) ว่ามีการสัมผัสระหว่างหินปูนยุคเพอร์เมียนและหินกรวดมนฐานยุคไทรแอสซิก (Triassic Basal Conglomerates) (a และ b) ที่วางตัวในทิศทางตะวันตกเฉียงเหนือ (c และ d).....	62
4.10 ภาคตัดลำดับชั้นหินของภาคตัดเขาอีต่าง (A) และภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร (B) ของแอ่งซัพพลู	63
4.11 ตำแหน่งที่ทำการศึกษานในแอ่งนาพอสองตามถนนทางหลวงหมายเลข 2216 (อำเภอ น้ำหนาว จังหวัดเพชรบูรณ์ ถึง อำเภอด่านซ้าย จังหวัดเลย ประกอบด้วย ภาคตัดศิลา (1) ภาคตัดตาดเสี้ยว (2) ภาคตัดตาดกLOYเหนือ (3) ภาคตัดหลักด่าน (4) ภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง (5) ภาคตัดตาดใหญ่ (6) ภาคตัดบ้านห้วยทรายทอง (7).....	65
4.12 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดศิลา (47Q 742210 N และ 1884191 E) แสดงชั้นหินโผล่ไปตามถนนทางหลวงหมายเลข 2016 บ้านสงเปลือย อำเภอหล่มเก่า จังหวัดเพชรบูรณ์.....	66
4.13 ภาคตัดลำดับชั้นหินศิลาของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	67
4.14 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดตาดเสี้ยว (47Q 736501 N และ 1895756 E) ซึ่ง (a) ถึง (f) แสดงภาคตัดด้านล่าง ภาคตัดด้านบนและภาคตัดด้านบนสุด ซึ่งแสดงรอยต่อระหว่างหมวดหินห้วยหินลาดและหมวดหินน้ำพองที่วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ	70

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.15 ภาคตัดลำดับชั้นหินตาดเสี้ยวของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	71
4.16 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดตาดกลอยเหนือ (47Q 754714 N และ 1880033 E) แสดงให้เห็นถึงหินภูเขาไฟ หินตะกอนภูเขาไฟและหินตะกอนเนื้อเม็ดละเอียด ซึ่งชั้นหินดังกล่าวมีการวางตัวไปในทิศตะวันออก	73
4.17 ภาคตัดลำดับชั้นหินตาดกลอยเหนือของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	74
4.18 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดหลักด้าน (47Q 760707 N และ 1880500 E) ซึ่งแสดงหินดินดานฟูกรดแทรกสลับกับหินทรายฟูกรด โดย (a) และ (b) อยู่ด้านซ้าย และขวาของชั้นหินโคล่	76
4.19 ภาคตัดลำดับชั้นหินหลักด้านของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	77
4.20 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง (47Q 792362 N และ 1845710 E) ซึ่งแสดงถ่านหินหนาคล้ายคลึงกับบริเวณบ้านห้วยสนามทราย อำเภอน้ำหนาว จังหวัดเพชรบูรณ์	80
4.21 ภาคตัดลำดับชั้นหินศาลเจ้าพ่อหินตั้งของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	81
4.22 โครงสร้างการเลื้อนหลุดเป็นกะบิ (Slumped structures) ซึ่งเกี่ยวข้องกับรอยเลื่อน ขนาดเล็กที่ทำให้เกิดระนาบเลื้อนมุมต่ำทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะขณะตกตะกอน	82
4.23 ชุดลักษณะชนิดของพื้นที่ที่ปกคลุมไปด้วยไม้เตี้ย ๆ (Facies of moor types) ในสมัยไมโอซีน	83
4.24 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดตาดใหญ่ (47Q 796604 N และ 1850718 E) แสดงให้เห็นถึงชั้นหินโคล่ที่เกิดขึ้นตามทิศทางการไหลของน้ำตกตาดใหญ่ และ (a) ถึง (f) แสดงภาคตัดส่วนล่างถึงภาคตัดส่วนบนตามลำดับ	85
4.25 ภาคตัดลำดับชั้นหินตาดใหญ่ของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	86
4.26 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดบ้านห้วยทรายทอง (47Q 793057 N และ 1843768 E) และแสดงรอยต่อ (b) ระหว่างหินทรายที่อยู่ด้านบน (a) และหินกรวดมนฐาน (c-d) ที่มีปลั๊ปลิงทะเล (Crinoid) และคตข้าวสาร (Fusulinid)	88
4.27 ภาคตัดลำดับชั้นหินบ้านห้วยทรายทองของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง	89
4.28 หมวดหินห้วยหินลาดที่มีการจำแนกความสัมพันธ์ออกเป็นหมู่หินต่าง ๆ จากบ้านตาดฟ้า อำเภอน้ำหนาว ถึงอำเภอล่มเกล้า	91

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.29 ภาคตัดการลำดับชั้นหินที่แสดงการจำแนกหมู่หินของหมวดหินห้วยหินลาด ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2048 จากบ้านซำพลูไปยังบ้านหนองไทร อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา	93
4.30 ภาคตัดการลำดับชั้นหินแสดงการจำแนกหมู่หินของหมวดหินห้วยหินลาด ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2216 จากบ้านดงมะไฟ อำเภอน้ำหนาว ไปถึงบ้านสงเปลือย อำเภอหล่มเก่า จังหวัดเลย	95
4.31 แผนภาพสามเหลี่ยมของ Al-Fe-Mn ของหินเนื้อละเอียดของภาคตัดบ้านหนองไทร (A) และภาคตัดตาดใหญ่ (B).....	99
4.32 ภาพถ่ายจากกล้องจุลทรรศน์ของ Palynomorphal ในบริเวณภาคตัด บ้านหนองไทรซึ่งประกอบไปด้วย Palynomorphs (a-g), Opaque biostructured phytoclasts (h-i), Non-opaque biostructured phytoclast as stripe (j) และ Cuticle (k), Non-opaque biostructured phytoclast (l), และ Non-opaque biostructured phytoclasts เป็นรูปทรงยาวและ AOM (m).....	105
4.33 Bio- และ chemostratigraphic data: (A) Palynofacies (AOM, acritarchs, และ phytoclast fraction); (B) AOM; (C) Acritarch concentration; (D) Phytoclast particle concentration; (E) Total organic carbon (TOC); (F) Excess SiO ₂ ; (G) The normalized Ba/Al trend; และ (H) The normalized P/Al trend.....	109
4.34 ความสัมพันธ์ของตัวแปรการผลิตในอดีตแต่ละคู่; (a) Normalize P/Al (10-4) และ Ba/Al (10-4), (b) Acritarchs (particles/g rock) และ TOC (%), (c) Phytoclasts (particles/g rock) และ Acritarchs (particles/g rock).....	110
4.35 Chemostratigraphic data: (A) U/Th relationship; (B) V/Cr relationship; (C) Ni/Co relationship; (D) (Cu+Mo)/Zn relationship; (E) Ni/V relationship; (F) Ce/Ce* relationship.....	113

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.36 ภาพถ่ายจากกล้องจุลทรรศน์ของอนุภาคของส่วนประกอบที่เป็นอินทรีย์วัตถุ ในบริเวณภาคตัดตัดใหญ่ซึ่งประกอบไปด้วย (A) Phytoclasts ประเภท Biostructured แบบทึบแสง เป็นหลุมและมีรูปร่างยาว; (B) Phytoclasts ประเภท Biostructured แบบไม่ทึบแสง เป็นหลุมและมีรูปร่างยาว; (C) Phytoclasts และ Palynology แบบไม่มีโครงสร้างเป็นสารประกอบอินทรีย์อสังฐาน (AOM) ดังแสดงในส่วนบนสุดของภาคตัดตัดใหญ่.....	116
4.37 Bio- และ chemostratigraphic data (A) Palynofacies fraction (AOM และ phytoclast); (B) AOM; (C) Phytoclast; (D) TOC; (E) Excess SiO ₂ (F) Ba/Al; และ (G) P/Al	121
4.38 Chemostratigraphic data (A) U/Th relationship; (B) U/Th relationship; (C) V/Cr relationship; (D) V/(V+Ni) relationship; (E) Ni/V relationship; (F) (Cu+Mo)/Zn relationship.....	122
4.39 แสดงการพลอตค่าคีโรเจนของ AOM-Phytoclast-Palynomorph (APP) ของ ภาคตัดบ้านหนองไทร (สีชมพู) และภาคตัดตัดใหญ่ (สีส้ม) ใน APP diagram สามารถกำหนดชุดข้อมูลได้ 9 ชุดโดยใช้เปอร์เซ็นต์ของกลุ่มคีโรเจนหลัก 3 กลุ่ม ซึ่งแสดงถึงสภาพแวดล้อมที่แตกต่างกัน	125
4.40 ภาพจากการสแกนตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทร หมวดหินห้วยหินลาด แอ่งซับพลู ด้วยเครื่อง Micro-CT แสดงการกระจายตัวของความพรุนและ แร่ไฟโรตีในเนื้อหินตัวอย่าง.....	142
4.41 ภาพจากการสแกนตัวอย่างหินจากภาคตัดตัดใหญ่ หมวดหินห้วยหินลาด แอ่งนาพอสอง ด้วยเครื่อง Micro-CT แสดงการกระจายตัวของความพรุน และแร่ไฟโรตีในเนื้อหินตัวอย่าง	143
4.42 ประเภทของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ใช้เป็นเกณฑ์ในการจำแนกช่องว่างที่พบใน ตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู) และภาคตัดตัดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง)	145

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.43 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัด บ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A, B) Organic matter pores (C) Typical flocculated clay microfabric, Random edge-face (ลูกศรสีเหลือง) และ Edge-edge (ลูกศรสีเหลือง) clay flake orientations, (D) Intergranular pores, (E) Rigid individual pyrite crystal pores (ลูกศรสีขาว) และ Covering pyrite crystal pores (yellow arrows), (F) ช่องว่างที่เกิดตามขอบของแร่ควออร์ซซ์.....	149
4.44 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัด บ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A) Interparticle pores ระหว่างผลึกของแร่ minerals, (B) Intercrystalline pores, (C, D) รูปแบบต่าง ๆ ของ Intraplatelet pores อันเนื่องมาจากความหลากหลายของชนิดของแร่ดินเหนียว, (E) Fossil fragment pores, (F) Interparticle pores ที่เกิดร่วมกันหลายชนิด	150
4.45 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัด บ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A) Irregular microfractures (ลูกศรสีเหลือง) และช่องว่างที่เกิดข้างเคียง, (B) Microfracture related-pores (ลูกศรสีเหลือง) และแนวแตกขนาดเล็ก, (C) รอยแตกที่เกิดตามบริเวณที่มีความ แตกต่างของแร่ประกอบหิน, (D) Interparticle platelets ที่มีเป็น Microchannel- related pores, (E) แร่คาร์บอนเนต, (F) แร่ฟอสฟอรัส.....	151
4.46 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดขนาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A) Organic matter pores, (B) Typical flocculated clay microfabric, random edge-face (ลูกศรสีเหลือง) และ edge-edge (วงกลมขาว) clay flake orientations, (C) Clay aggregates ซึ่งทำให้เกิด ช่องว่างเป็นแนวยาว, (D, E) Intergranular pores, (F) Intergranular pores	154
4.47 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดขนาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A, B) Intergranular pores ที่เกิดตามขอบ ของรูปผลึก, (C, D) Intercrystalline pores ที่เกิดระหว่าง micro-pellet pyrite และแร่อื่น ๆ ที่แสดงรูปร่างไม่ชัดเจน, (E, F) Intraplatelet pores ที่เกิดเป็นแนว ยาวตามรอยแตกของแร่ดินเหนียว	155

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.48 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A, C) Micropores ที่เกิดภายในช่องว่าง ของสิ่งมีชีวิต, (B) ช่องว่างที่มีลักษณะเป็นวงกลมที่กระจายตัวบนซากสิ่งมีชีวิต, (D, E) Microfracture related-pores, (F) Microchannel related-pores ที่เกิดตาม ระนาบของชั้นหิน	156
4.49 โครงสร้างทางเคมีของคีโรเจนแบบเลนอินทรีย์ที่จะให้น้ำมันออกมา (Oil-generating sapropelic kerogen) และคีโรเจนแบบฮิวมิกที่จะให้ ก๊าซออกมา (Gas-generating humic kerogen).....	167
4.50 ผลการระบุชนิดของคีโรเจนของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทร (สีม่วง) และภาคตัดตาดใหญ่ (สีส้ม) ของหมวดหินห้วยหินลาด บนแผนภาพ Modified van Krevelen.....	170
4.51 ผลการศึกษาชนิดของคีโรเจนของตัวอย่างจากบ้านหนองไทร (สีม่วง) และ ภาคตัดตาดใหญ่ (สีส้ม) ของหมวดหินห้วยหินลาด โดยใช้ความสัมพันธ์ของ Hydrogen index (HI) กับ T_{max}	171
4.52 ผลการจำแนกศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดบ้านหนองไทร โดยใช้ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)	176
4.53 ผลการจำแนกศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดตาดใหญ่ โดยใช้ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)	177
4.54 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัด บ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ค่าการสะท้อนแสง ของวิทรีไนท์ (R_o) (สีม่วง คือ ค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ สีดำ คือ ค่าที่ได้จากการ คำนวณจาก T_{max} (B) ค่าอุณหภูมิสูงสุด (T_{max} , °C)	185
4.55 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัด บ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ดัชนีการผลิต (PI) และ (B) อัตราการเปลี่ยนแปลง (TR)	186
4.56 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัด บ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ค่าการสะท้อนแสงของ วิทรีไนท์ (R_o) (สีส้ม คือ ค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ สีดำ คือ ค่าที่ได้จากการคำนวณ จาก T_{max}) (B) ค่าอุณหภูมิสูงสุด (T_{max} , °C).....	187

สารบัญรูป (ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.57 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัด ตัดใหญ่ แอ่งนาพอสองซึ่งประเมินโดยใช้ค่า (A) ดัชนีการผลิต (PI) และ (B) อัตราการเปลี่ยนแปลง (TR)	188
4.58 แผนภาพเรดาร์เพื่อประเมินความเสี่ยงของการเกิดและการผลิตก๊าซธรรมชาติ ในชั้นหินดินดานโดยใช้ค่าตัวแปรการวิเคราะห์ทางเคมีและการวิเคราะห์ ศิลาวรรณา; (A) สภาวะขั้นต่ำที่ดีสำหรับการประเมินผล (สีเหลือง), (B) ตัวแปรของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทรที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์, (C) ตัวแปรของตัวอย่างภาคตัดตัดใหญ่ที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์	195
4.59 ความสัมพันธ์ระหว่างแร่ดินเหนียวและแร่คาร์บอเนตของภาคตัดบ้านหนองไทร (A) และภาคตัดตัดใหญ่ (B) ซึ่งแสดงถึงความสัมพันธ์ที่ติดมากต่อกัน	197
4.60 แผนภูมิสามเหลี่ยมแสดงความสัมพันธ์ของแร่ควอร์ตซ์ แร่คาร์บอเนต และ แร่ดินเหนียวของหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร (A) และภาคตัดตัดใหญ่ (B)	198
4.61 แผนภาพเรดาร์เพื่อประเมินความเสี่ยงในการเป็นหินกักเก็บก๊าซธรรมชาติใน ชั้นหินดินดานโดยใช้ค่าตัวแปรการวิเคราะห์ทางกายภาพและการวิเคราะห์ทางเคมี; (A) สภาวะขั้นต่ำที่ดีสำหรับการประเมินผล (สีเหลือง), (B) ตัวแปรของตัวอย่าง ภาคตัดบ้านหนองไทรที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์, (C) ตัวแปรของตัวอย่าง ภาคตัดตัดใหญ่ที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์	203
4.62 แผนภาพเรดาร์เพื่อประเมินความเสี่ยงในการเป็นแหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติใน ชั้นหินดินดานโดยใช้ค่าตัวแปรการวิเคราะห์ทางกายภาพและการวิเคราะห์ ทางเคมี; (A) ภาคตัดตัดใหญ่ส่วนบน, (B) ภาคตัดตัดใหญ่ส่วนล่าง	204

บทที่ 1

บทนำ

พลังงานเชื้อเพลิงจากฟอสซิลโดยเฉพาะน้ำมันและก๊าซธรรมชาติมีการใช้อย่างแพร่หลาย ซึ่งมีส่วนในการขับเคลื่อนเศรษฐกิจ เป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญสำหรับอุตสาหกรรม การค้า การผลิตไฟฟ้า และยังทำหน้าที่ในการทำความร้อนในที่อยู่อาศัย แต่มันก่อให้เกิดปัญหามากมาย เช่น มลพิษทางอากาศและทางน้ำ ส่งผลให้เกิดภาวะโลกร้อนที่เลวร้ายกว่าอย่างยั่งยืน เช่น พลังงานจากลมและแสงอาทิตย์ อย่างไรก็ตามยังคงอยู่ในขั้นตอนการพัฒนา ดังนั้นพลังงานเชื้อเพลิงฟอสซิลยังคงเป็นทางเลือกด้านพลังงานที่สำคัญในการก้าวไปข้างหน้าด้วยการให้ความสำคัญกับผลกระทบที่อาจเกิดขึ้นจากการปล่อยมลพิษทางอากาศ การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศทั่วโลก คุณภาพอากาศและการมองเห็น ดังนั้นพลังงานเชื้อเพลิงฟอสซิลยังคงเป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญของโลกและประเทศไทยในวันนี้และอนาคตอันใกล้

1.1 การสำรวจปิโตรเลียมในเขตที่ราบสูงโคราช

การสำรวจปิโตรเลียมในเขตที่ราบสูงโคราชถูกสำรวจภายใต้สัมปทานจากรัฐบาลไทย การสำรวจและผลิตปิโตรเลียมมีต้นทุนและความเสี่ยงสูง แม้ที่ผ่านมามีการสำรวจปิโตรเลียมในภาคตะวันออกเฉียงเหนือโดยเฉพาะในแอ่งโคราชนั้นยังไม่ประสบความสำเร็จมากนัก แต่แอ่งนี้ยังคงมีความน่าสนใจในการสำรวจ (Booth, 1998) เป็นผลให้รัฐบาลไทยอนุญาตให้บริษัทต่างชาติเข้ามาประมูลสัมปทานสำรวจปิโตรเลียมเพื่อลดปริมาณการนำเข้าปิโตรเลียมจากต่างประเทศ ขั้นตอนการสำรวจในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยสามารถจำแนกได้เป็นสี่ขั้นตอน (Booth, 1998) ดังนี้

1.1.1 ช่วงที่ 1 : ที่ราบสูงโคราชมีการสำรวจปิโตรเลียมโดยบริษัทเอกชนตั้งแต่ปี พ.ศ. 2514 ในรอบการอนุญาตให้ใช้สิทธิครั้งแรกของไทย โดยบริษัทยูนิออนออยล์ ได้สำรวจและขุดเจาะหลุมสำรวจน้ำมันแห่งแรก (กุนินารายณ์-1) ในเขตภาคตะวันออกเฉียงเหนือ (อำเภอกุนินารายณ์ จังหวัดกาฬสินธุ์) แต่ยังไม่พบศักยภาพทางปิโตรเลียม

1.1.2 ช่วงที่ 2 : ขั้นตอนนี้เป็นช่วงการประมูลรอบที่ 6 7 และ 8 ของไทยในช่วงปี พ.ศ. 2522-2533 บริษัทเอสโซ่โคราชพบก๊าซธรรมชาติใน 4 หลุม คือที่หลุมน้ำพอง-A1 (1981) และหลุมน้ำพอง-A2 (1983) มีการผลิตเชิงพาณิชย์เป็นที่ตั้งอยู่ในแปลง E5 และ หลุมอื่น ๆ อีกสองหลุมที่ไม่มีศักยภาพในเชิงเศรษฐกิจ ได้แก่ หลุมชนบท-1 (Chonabot-1) และ หลุมดงมูล-1 (Dong Mun-1) บริษัทเอสโซ่อุดรธานี สำรวจและขุดเจาะหลุมสำรวจ 3 และมีเพียงหลุมภู่อ้อม-1 ที่พบก๊าซธรรมชาติในบล็อก EU1 จากนั้นบริษัทฟิลลิปสำรวจในแปลง P2 และเจาะหลุมโนนสูง-1ซึ่งไม่มีศักยภาพทางปิโตรเลียมเช่นกัน

1.1.3 ช่วงที่ 3 : ขั้นตอนนี้อยู่ในช่วงปี พ.ศ. 2533-2543 เป็นช่วงการประมูกรอบที่ 13 และ 15 ของไทย ในระยะนี้มีบริษัท ที่เข้าร่วมประมูหลายแห่งเช่น Unocal, Thai Shell, Texaco, Total Khorat และ Amerada Hess มีหลุมสำรวจเพียงแค่ 2 หลุม ที่พบก๊าซธรรมชาติ คือ หลุมดาวเรือง-1 (Texaco, 1993) และหลุมมุกดาหาร-1 (Unocal, 1994) พบก๊าซธรรมชาติในปริมาณเพียงเล็กน้อย เท่านั้น หลุมห้วยมุก-1 (Unocal, 1994) และหลุมภูเวียง-1 (Booth, 1998) แสดงให้เห็นร่องรอยปิโตรเลียม แต่อีก 6 หลุม ไม่ประสบความสำเร็จ

1.1.4 ช่วงที่ 4 : ขั้นตอนนี้อยู่ระหว่างรอบการประมูรอบที่ 18 19 และ 20 ในช่วงปี พ.ศ. 2543 ถึงปัจจุบัน ในปี พ.ศ. 2545 บริษัท Amerada Hess ได้ทำการขุดเจาะต่อในแปลง E5 ซึ่งพบก๊าซธรรมชาติที่หลุมภูอ่อม-3 หลุมสำรวจในแปลง E5 ถูกรวมเข้ากับหลุมสำรวจในแปลง EU1 และพัฒนาเป็นแหล่งก๊าซสินภูอ่อมในปี พ.ศ. 2549 ต่อมาหลายบริษัทต่างสนใจที่ราบสูงโคราช เช่นบริษัท Apico Khorat, Tatex, Salamander และ PTT Exploration and Production ผลการเจาะสำรวจหลุม TEW-E และ TEW-EST พบก๊าซธรรมชาติ แต่จากผลการทดสอบไม่สามารถพัฒนาขึ้นมาได้ ในปี พ.ศ. 2554 บริษัท PTT Exploration and Production ยังพบก๊าซธรรมชาติปริมาณเล็กน้อยใน หลุมรัตนะ-1 ในปี พ.ศ. 2556 บริษัท PTTEP ยังคงเจาะหลุมรัตนะ-2 และพบก๊าซธรรมชาติแต่ไม่สามารถพัฒนาขึ้นมาได้เนื่องจากอัตราการไหลค่อนข้างต่ำ ในปี พ.ศ. 2555 บริษัท Apico ยังคงทำการสำรวจแปลง L27/43 โดยหลุมดงมูล-3 พบก๊าซธรรมชาติในปริมาณสูงและสามารถผลิตในเชิงพาณิชย์ได้

ตั้งแต่อดีตถึงปัจจุบัน มีหลุมเจาะทั้งหมด 49 หลุมเจาะในที่ราบสูงโคราช ประกอบไปด้วยหลุมสำรวจ หลุมประเมินและหลุมผลิต หลุมทั้งหมดไม่ได้แสดงผลการทดสอบปริมาณน้ำมันที่มีนัยสำคัญ ก๊าซธรรมชาติถูกค้นพบใน 3 แหล่ง คือ แหล่งก๊าซน้ำพอง แหล่งก๊าซสินภูอ่อม และแหล่งก๊าซดงมูล แต่ปัจจุบันมีเพียงสองแหล่งที่สามารถดำเนินการผลิตได้ (DMF, 2014)

1.2 ระบบปิโตรเลียมในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย

พารามิเตอร์ที่สำคัญที่สุดสำหรับการสำรวจไฮโดรคาร์บอน ประกอบด้วย หินต้นกำเนิด หินกักเก็บ และหินปิดกั้น และนอกจากนี้ยังต้องพิจารณา คือ ความสุก/สภาวะการได้ที่ (Maturation) และลักษณะแหล่งปิโตรเลียม (Play type) ทั้งนี้ศักยภาพของปิโตรเลียมและการเรียงลำดับชั้นหินโดยทั่วไปของหมวดหินห้วยหินลาดได้แสดงไว้ในตารางที่ 1.1

1.2.1 หินต้นกำเนิดปิโตรเลียม (Source rocks)

ข้อมูลธรณีเคมีจากตะกอนยุคไทรแอสซิกช่วงก่อนการสะสมตัวของกลุ่มหินโคราช (Triassic Pre-Khorat) และหินคาร์บอนเนตและหินดินดานของยุคเพอร์โม-คาร์บอนิเฟอรัส (Permo-Carboniferous) ชี้ให้เห็นองค์ประกอบหินต้นกำเนิดที่ดีพอสมควร (Sattayarak et al., 1989; Chinoroje and Cole, 1995; Piyasin, 1995) หมวดหินห้วยหินลาดประกอบไปด้วยหินดินดานสีเทาที่สะสมในทะเลสาบ หินโคลนและหินปูนที่มีคุณภาพของแหล่งต้นกำเนิดที่ดี ความหนาของหมวด

หินนี้จะแตกต่างกันไปจากไม้กึ่งร้อยเมตรจนถึงมากกว่า 2,000 เมตร การวิเคราะห์ธรณีเคมีของตะกอนเหล่านี้จากทั้งตัวอย่างที่พื้นผิว (Unocal, 1990) และตัวอย่างจากหลุมสำรวจในที่ราบสูงโคราขมีค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) อยู่ที่ 0.9-2.52% (Sattayarak, 2005) Sattayarak et al. (1989) ได้ใช้ แบบจำลองการสุกโดยใช้วิธีของ Lopatins ที่ความร้อนใต้พิภพเฉลี่ย (Average geothermal gradient) 1.2 องศาฟาเรนไฮต์/100 ฟุต และส่วนที่อยู่ด้านล่างของกลุ่มหินโคราข (6-7 กิโลเมตร) ผลการศึกษาพบว่าน้ำมันจะเกิดขึ้นในช่วงระหว่าง 191-109 Ma โดยการศึกษาทางธรณีเคมีดังกล่าวระบุว่าอินทรีย์สารมีช่วงความสุกตั้งแต่ 189 - 62 Ma อย่างไรก็ตามตะกอนเหล่านี้มีศักยภาพให้ไฮโดรคาร์บอนเหลวและหินเหล่านี้ก็อาจจะเป็นหินต้นกำเนิดที่ดีซึ่งสามารถให้น้ำมันและก๊าซธรรมชาติได้

ตัวอย่างของก๊าซมีเทนและก๊าซอีเทนที่เก็บจากหินกักเก็บที่เป็นคาร์บอนของหลุมดาวเรือง-1 ถูกวัดคาร์บอนไอโซโทปโดย Chinoroje และ Cole (1995) ผลการศึกษานั้นแสดงให้เห็นว่าก๊าซจากหลุมดาวเรือง -1 มาจากหินดินดานและถ่านหินที่มีอินทรีย์วัตถุสูงที่สะสมตัวในทะเลสาบที่อยู่ในยุคของไทรแอสซิกช่วงก่อนการสะสมตัวของกลุ่มหินโคราข (Triassic Pre-Khorat) โดยรอบ ๆ ของหินต้นกำเนิดพบหินทรายที่สะสมตัวในทางน้ำ (Fluvial sandstones) ในส่วนบนของหินกักเก็บปิโตรเลียม โดยชั้นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมช่วงก่อนการสะสมตัวของกลุ่มหินโคราข (Pre-Khorat) ส่วนใหญ่เป็นซีโรเจน ชนิดที่ 1 และ 3 ซึ่งสามารถให้ทั้งน้ำมันและก๊าซธรรมชาติ (Sattayarak, 2005)



ตารางที่ 1.1 คุณภาพหินต้นกำเนิดของกลุ่มหินโคราช หวมืดหินห้วยหินลาดและหินยุคเพอร์เมียน (คัดลอกและดัดแปลงจาก Sattayarak et al., 1996)

หวมืดหิน/ กลุ่มหิน	TOC (%)	R _o (%)	ความอุดม สมบูรณ์ของหิน ต้นกำเนิด	ระดับชั้น ภาวะการได้ที่	ชนิด คีโรเจน	ชนิด ปิโตรเลียม
โคราช	0.03-0.35	0.63-1.38	แย่มาก-แย	ภาวะได้ที่	3	ก๊าซ
ห้วยหินลาด	0.20-5.76	0.90-2.52	ปานกลาง-ดีมาก	ภาวะได้ที่- ภาวะได้ที่สูงสุด	1, 3	ก๊าซ/น้ำมัน
เพอร์เมียน	0.29-1.59	1.02-4.57	แย-ปานกลาง	ภาวะได้ที่สูงสุด- ภาวะหลังได้ที่	?, 2, 3	ก๊าซ

1.2.2 หินกักเก็บปิโตรเลียม (Reservoir rocks)

Sattayarak (2005) ได้ให้ความเห็นว่าหินคาร์บอนตในยุคเพอร์เมียนเป็นแหล่งผลิตก๊าซหลักในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย อย่างไรก็ตามก็ยังมี การพบแก๊สและน้ำมันในหินประเภทอื่น ๆ และอายุอื่น ๆ ที่มีศักยภาพของหินกักเก็บในยุคโทรแอสซิก เช่นใน Fluvial sandstones ในส่วนบนของหินยุคนี้ ส่วนใหญ่เป็นหินกักเก็บในยุคของโทรแอสซิกในช่วงก่อนการสะสมตัวของกลุ่มหินโคราช (Triassic Pre-Khorat) โดยความพรุนของหินทรายเหล่านี้แตกต่างกันไปอยู่ในช่วงประมาณ 3-8% (Polachan et al., 1980) หินกรวดมนฐาน (Basal conglomerates) ก็มีศักยภาพเป็นหินกักเก็บได้หากมีการรอยแตกที่เหมาะสม (Sattayarak, 2005) ชนิดของหินกักเก็บอาจพบในรูปแบบของ Rollover anticline, Fault bounded และ Stratigraphic pinch out traps (Sattayarak, 2005) หลักฐานที่ชัดเจนในการพิสูจน์ศักยภาพของแหล่งกักเก็บในหินทรายเหล่านี้คือมีปริมาณการไหลก๊าซแห้งประมาณ 0.2 ล้านลูกบาศก์ฟุตต่อวัน ซึ่งไหลมาจากหินทรายในยุคโทรแอสซิกในหลุมมุกดาหาร -1 (Sattayarak, 2005)

1.2.3 หินปิดกั้น (Seal)

Sattayarak (2005) ได้ให้ความเห็นว่าส่วนล่างของกลุ่มหินโคราชซึ่งเป็นชั้นหนาของหินโคลนแทรกสลับกับหินทรายและหินทรายแป้ง ซึ่งเป็นชั้นหินที่มีค่าการซึมผ่านที่ไม่ดีนั้นจะทำหน้าที่เป็นหินปิดกั้นที่ดีโดยทั่วไปในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยหินคาร์บอนตเนื้อแน่นในยุคเพอร์เมียนและตะกอนที่ละเอียดในยุคเพอร์เมียนตอนบน และ/หรือหินยุคโทรแอสซิก จะทำหน้าที่เป็นชั้นหินปิดกั้นตามแนวด้านข้างหรือแนวตั้งของชั้นหินกักเก็บปิโตรเลียมในช่วงอายุเดียวกัน

1.2.4 สภาพการได้ที่ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม (Petroleum source rock maturation)

จากแบบจำลองการสุกโดยใช้ประวัติของการจมตัว (Burial history) และกระแสความร้อน (Heat flow) แสดงให้เห็นว่าตะกอน Permo-Carboniferous อยู่ในขั้นเป็นภาวะสมบูรณ์ในช่วงระหว่าง 197 ถึง 175 ล้านปีก่อนและยังคงเพิ่มขึ้นในช่วงที่ได้รับความร้อนและมีการกลบฝังอย่างรวดเร็วในช่วงปลายไทรแอสซิกถึงช่วงต้นจูราสสิก (Sattayarak, 2005) แต่เนื่องจากการถูกฝังและการได้รับความร้อนอย่างรวดเร็วจึงทำให้หินต้นกำเนิดทั้งหมดที่พบในหลุมเจาะฯ ในปัจจุบันอยู่ในภาวะหลังการได้ที่ (Over mature) (Sattayarak, 2005) นั่นหมายความว่าปิโตรเลียมที่เกิดจากหินในยุคพาาลีโอโซอิกนั้นได้แตกตัวออกเป็นก๊าซแห้งไปเรียบร้อยแล้ว หินต้นกำเนิดปิโตรเลียมในยุคไทรแอสซิกช่วงก่อนการสะสมตัวของกลุ่มหินโคราช (Triassic Pre-Khorat) สามารถให้ทั้งน้ำมันและก๊าซได้ในขณะที่เข้าสู่ช่วงปลายยุคครีเทเชียสและกลายเป็นก๊าซเปียกในระดับสมบูรณ์และตะกอนของกลุ่มหินโคราชนั้นยังสามารถให้น้ำมันได้ (Sattayarak, 2005)

มีการศึกษาเรื่องนี้กันมากขึ้นนับตั้งแต่มีการพบน้ำมันดิบในหินทรายของกลุ่มหินโคราชจากหลุมภู่ออม-3 ซึ่งไม่น่าจะเป็นไปได้ว่าน้ำมันนี้จะสามารถผลิตได้จากกลุ่มหินโคราช หินคาร์บอเนตไหล่ทวีป (Carbonate platform) ของหมวดหินผานกเค้าในยุคเพอร์เมียนนั้นได้ถูกพิสูจน์แล้วว่าเป็นแหล่งผลิตปิโตรเลียมที่สำคัญ ในขณะที่หินทรายและหินกรวดมนที่วางตัวอยู่ส่วนล่างของหมวดหินห้วยหินลาด (กลุ่มหินภูผินารายณ์) นั้นเป็นเป้าหมายรองในการขุดเจาะสำรวจปิโตรเลียมในภาคอีสาน (Booth, 1998) แหล่งที่มากที่สุดของแหล่งกำเนิดก๊าซนั้นยังไม่ได้ถูกศึกษาในรายละเอียด

ดังนั้นในการศึกษาดังนี้หินดินดานที่อุดมไปด้วยสารอินทรีย์ของหมวดหินห้วยหินลาดจึงถูกเลือกมาทำการศึกษาศักยภาพของไฮโดรคาร์บอน ซึ่งจะสามารถให้ข้อมูลที่ครอบคลุมและอาจพิสูจน์ได้ว่าก๊าซเหล่านี้มาจากไหน แอ่งโคราชนั้นยังมีศักยภาพในการเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติอยู่อีกเท่าไร และจะมีศักยภาพในการเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติจากหินดินดานหรือไม่อย่างไรอีกด้วย

1.3 ก๊าซธรรมชาติ (Natural gas)

ก๊าซธรรมชาติเป็นเชื้อเพลิงจากซากดึกดำบรรพ์ซึ่งมีข้อได้เปรียบที่สำคัญจากการเผาไหม้ที่มีประสิทธิภาพและสะอาดและได้รับความนิยมเนื่องจากมีการปล่อยคาร์บอนและสารมลพิษทางอากาศที่ค่อนข้างต่ำ (ตารางที่ 1.2) ในระหว่างกระบวนการเผาไหม้เมื่อเทียบกับน้ำมันและถ่านหิน (EIA, 2007; EPA, 2012; Paltsev et al., 2013) ก๊าซธรรมชาตินั้นปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ (CO₂) เพียงครึ่งหนึ่งของถ่านหินและน้ำมัน พร้อมกับค่อย ๆ ลดระดับของสารมลพิษอื่น ๆ และสามารถช่วยลดการใช้พลังงานและลดมลพิษทางอากาศ (EIA, 1999; GWPC, 2009) ผลพลอยได้จากการเผาไหม้ก๊าซธรรมชาติส่วนใหญ่เป็นก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์และไอน้ำ ซึ่งเป็นสารประกอบเดียวกับที่คนหายใจออก

โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การปล่อยก๊าซของก๊าซซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (SO₂) ในระดับต่ำ และมีปริมาณการปล่อยไนโตรเจนออกไซด์ (NOX) คาร์บอนไดออกไซด์ (CO₂) คาร์บอนมอนอกไซด์ (CO) และไฮโดรคาร์บอนอื่น ๆ ที่ลดลง (GWPC, 2009) ส่วนประกอบของก๊าซไฮโดรคาร์บอนจะประกอบไปด้วยก๊าซมีเทน (CH₄) เป็นส่วนใหญ่ และมีบิวเทน อีเทน โพรเพน และก๊าซอื่น ๆ ในสัดส่วนที่น้อยกว่า แหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติอาจแบ่งเป็น 2 ประเภท คือ แหล่งก๊าซธรรมชาติแบบปกติ (Conventional natural gas reservoir) และแหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษ (Unconventional natural gas reservoir)

ตาราง 1.2 การเผาไหม้ผลิตภัณฑ์ที่ได้จากเชื้อเพลิงฟอสซิลอื่น ๆ (คัดลอกจาก EIA, 1999)

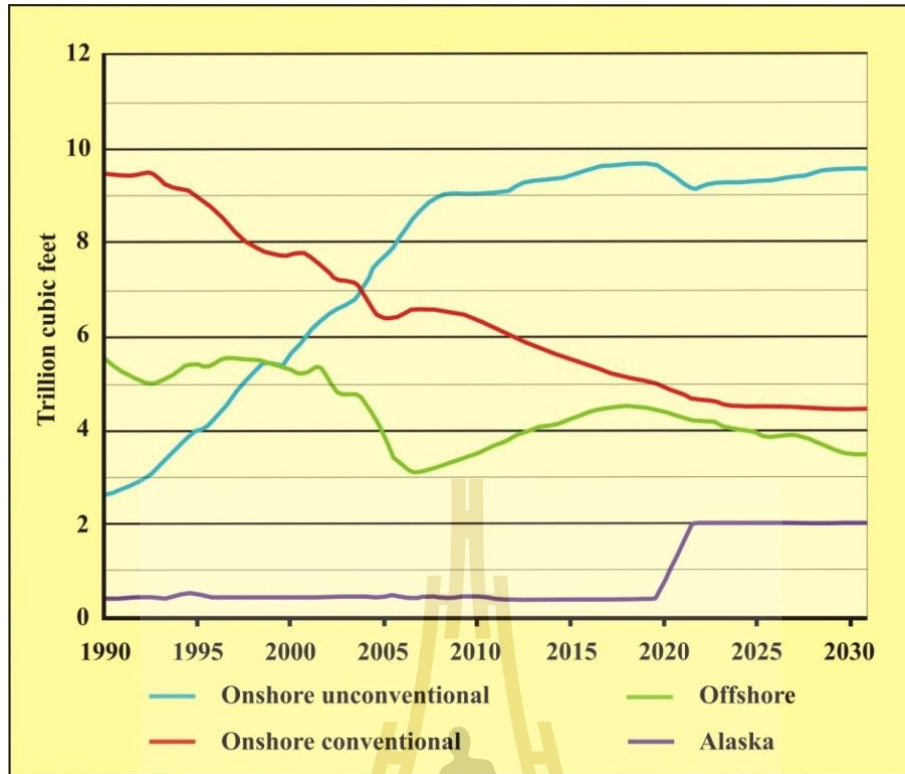
มลภาวะทางอากาศ	แหล่งเชื้อเพลิง (ปอนด์/พันล้านปีที่ยู)		
	ก๊าซธรรมชาติ	น้ำมัน	ถ่านหิน
คาร์บอนไดออกไซด์ (CO ₂)	117,000	164,000	208,000
คาร์บอนมอนอกไซด์ (CO)	40	33	208
ไนโตรเจนออกไซด์ (NO ₂)	92	448	457
ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (SO ₂)	0.6	1,122	2,591
ฝุ่นละออง (PM)	7.0	84	2,744
ฟอร์มาลดีไฮด์	0.750	0.220	0.221
ปรอท (Hg)	0.000	0.007	0.016

1.3.1 แหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติแบบปกติ (Conventional natural gas reservoir)

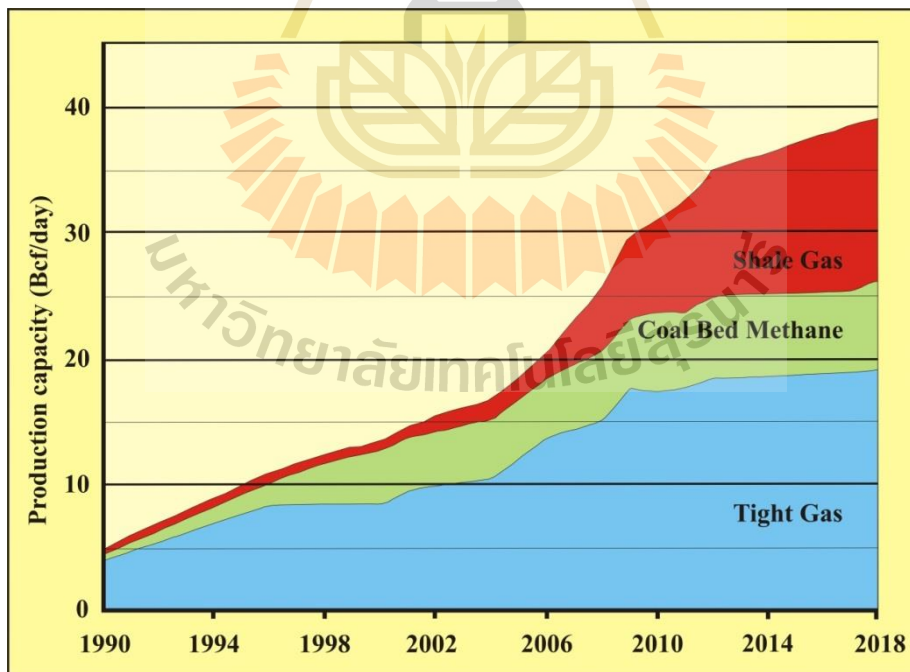
โดยทั่วไปแหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติแบบปกตินั้นจะหมายถึงแหล่งของก๊าซธรรมชาติส่วนใหญ่ที่ถูกผลิตโดยใช้วิธีการแบบเดิม โดยไฮโดรคาร์บอนสามารถไหลตามธรรมชาติหรือถูกสูบขึ้นมาถึงพื้นผิวโลกและประกอบด้วยก๊าซมีเทนส่วนใหญ่ GWPC (2009) ได้ตีพิมพ์ความหมายของแหล่งกักเก็บแบบปกติว่าเป็นการที่ผลิตปิโตรเลียมขึ้นมาจากหินทรายและหินคาร์บอเนต (หินปูนและหินโดโลไมต์) และมีก๊าซในช่องว่างที่เชื่อมต่อระหว่างกันซึ่งสามารถไหลไปสู่หลุมเจาะหรือหลุมผลิตปิโตรเลียมได้ ก๊าซในช่องว่างสามารถเคลื่อนที่จากช่องว่างหนึ่งไปยังอีกช่องว่างหนึ่งผ่านทางรูขนาดเล็กภายในแหล่งกักเก็บ แหล่งที่มาของก๊าซมักมาจากหินดินดานที่อุดมด้วยสารอินทรีย์และไหลผ่านไปยังใกล้เคียงกับหินทรายและคาร์บอเนตที่มีรูพรุนและมีความซึมผ่านได้ที่อยู่ใกล้เคียง (GWPC, 2009)

1.3.2 แหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษ (Unconventional natural gas reservoir)

แหล่งก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษนั้นใช้เรียกกลุ่มของแหล่งก๊าซธรรมชาติที่มีอยู่ใน Tight sands, Basin center gas, Shallow basin methane, Coal bed methane และ Shale gas ก๊าซธรรมชาติที่มาสะสมตัวกันในแหล่งเหล่านี้ อาจเป็นก๊าซที่เกิดมาจากแหล่งหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่ได้รับความร้อนซึ่งเกิดจากการแตกตัวหลักของสารอินทรีย์หรือการแตกตัวของปิทูเมนและน้ำมัน ก๊าซธรรมชาติเหล่านี้ อาจจะเกิดขึ้นภายในแหล่งกักเก็บเองหรือเป็นก๊าซที่ไหลมาจากบริเวณอื่น ๆ มาสะสมตัวกันในแหล่ง (Jarvie et al., 2003) ด้วยความก้าวหน้าทางเทคโนโลยีเป็นผลให้ก๊าซในแหล่งเหล่านี้มีถูกค้นพบ สำรวจและผลิตได้มากขึ้นทำให้มีการเพิ่มขึ้นของปริมาณสำรองที่สามารถผลิตได้ในเชิงพาณิชย์ได้ซึ่งก่อนหน้านี้เคยคิดว่าไม่คุ้มค่าทางเศรษฐศาสตร์ (Navigant Consulting, 2008; GWPC, 2009) สังเกตได้จากมีการสำรวจและผลิตก๊าซธรรมชาติในหินดินดานกำลังมีการแพร่หลายไปทั่วโลกเนื่องจากมีความสำเร็จมากมายในการพัฒนาแหล่งทรัพยากรจากชั้นหินแบบพิเศษนี้ (Jarvie, 2012) โดยจะเห็นได้จากการที่ก๊าซธรรมชาติชนิดนี้มีการถูกพัฒนาไปเป็นแหล่งทรัพยากรกักเก็บปิโตรเลียมที่สำคัญโดยก๊าซที่ผลิตจากแหล่งเหล่านี้คิดเป็น 14% ของปริมาณก๊าซที่ถูกผลิตทั้งหมดภายในปี 2004 ของประเทศสหรัฐอเมริกา จากข้อมูลการผลิตก๊าซจากหินดินดานในแต่ละปีและการคาดการณ์การผลิตพบว่าก๊าซจากชั้นหินดินดานคิดเป็น 1.6% ของการผลิตก๊าซธรรมชาติของสหรัฐฯ ในปี 2000 และเพิ่มขึ้นเป็น 4.1% และ 23.1% ในปี 2005 และ 2010 ตามลำดับ (EIA, 2008; Curtis, 2009; Wang and Krupnick, 2013) ดังแสดงในรูปที่ 1.1 นอกจากนี้รูปที่ 1.2 แสดงให้เห็นถึงการคาดการณ์ปริมาณการผลิตก๊าซจากหินดินดานเปรียบเทียบกับการผลิตก๊าซจากแหล่งกักเก็บแบบพิเศษประเภทอื่น ๆ ในประเทศสหรัฐอเมริกาในหน่วย พันล้านลูกบาศก์ฟุตต่อวัน พบว่ามีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ ในอนาคต ดังนั้นก๊าซจากหินดินดานจึงมีความน่าสนใจและต้องการการศึกษาและความเข้าใจที่มากขึ้นด้วย



รูปที่ 1.1 การผลิตก๊าซธรรมชาติตามแหล่งที่มา (tcf/year) (คัดลอกจาก EIA, 2008)



รูปที่ 1.2 แนวโน้มการใช้ก๊าซจากแหล่งกักเก็บแบบพิเศษ (bcf/day) ของสหรัฐอเมริกา (คัดลอกจาก American Clean Skies, 2008)

1.3.2.1 ก๊าซธรรมชาติในหินดินดานแบบพิเศษ (Unconventional shale gas)

ก๊าซธรรมชาติในหินดินดานเป็นแหล่งพลังงานในระยะยาวในอนาคต (Slatt and O'Brien, 2011) และจะกลายเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติที่มีความสำคัญมากขึ้นในสหรัฐอเมริกาและได้กระจายไปสู่แหล่งหินดินดานที่อุดมไปด้วยก๊าซในแคนาดา ยุโรป เอเชีย และออสเตรเลีย (Sondergeld et al., 2010; Tian et al., 2011) หินดินดานที่มีก๊าซหมายถึง หินดินดานสีดำที่มีสารอินทรีย์ในดินโคลนสีเข้มในขนาดตะกอนดินเหนียวจนถึงขนาดตะกอนทรายสะสมตัวรวมอยู่ด้วยกัน (Swanson, 1961; Suarez-Ruiz et al., 2012) ตะกอนเหล่านี้ถูกสะสมตัวอยู่ในสภาพแวดล้อมที่แตกต่างกันทั้งในสภาพแวดล้อมที่ไม่มีออกซิเจนและมีสารซัลเฟต (Hallam, 1980; Tourtelot, 1978; Suarez-Ruiz et al., 2012) สารอินทรีย์ส่วนใหญ่เป็นพวกที่ไม่มีโครงสร้าง ถูกแปรสภาพเป็นคาร์บอน หรือเป็นเศษชิ้นส่วนจากวัสดุที่มาจากแผ่นดิน จำพวก สปอร์ เรณูและเศษไม้ (Suarez-Ruiz et al., 2012) วัสดุที่มีปริมาณอินทรีย์วัตถุนั้นก็สามารถเป็นแหล่งในการผลิตก๊าซได้ในปริมาณมากด้วยเช่นกัน (Bowker, 2007) ก๊าซที่ผลิตได้จากหินดินดานนั้นจะถูกผลิตขึ้นมาและเก็บรักษาไว้ในหินต้นกำเนิดที่เป็นหินดินดานนั้น ๆ เอง ตามช่องว่างที่อยู่ระหว่างโครงสร้างที่มีลักษณะเป็นแผ่นของแร่ดินเหนียวในหินดินดานซึ่งมักมีค่าความพรุนและค่าการซึมผ่านที่ต่ำ (Jarvie et al., 2007; GWPC, 2009; Suarez-Ruiz et al., 2012)

Jarvie et al. (2007) ได้จำแนกระบบก๊าซจากหินดินดานออกเป็น 5 ประเภท ได้แก่ 1. ก๊าซที่ถูกผลิตในหินดินดานที่มีภาวะได้ที่ชั้นสูง 2. ก๊าซที่ถูกผลิตในหินดินดานที่มีภาวะได้ที่ต่ำ 3. ก๊าซที่ถูกผลิตในชั้นหินที่เกิดแทรกสลักับชั้นหินอื่น ๆ 4. ก๊าซที่ถูกผลิตในหินดินดานที่สมบูรณ์และถูกกักเก็บไว้ในหินดินดานที่สมบูรณ์น้อยกว่า และ 5. ก๊าซที่ถูกผลิตจากแหล่งกักเก็บแบบผสม (ประกอบไปด้วยก๊าซที่เกิดจากความร้อน (Thermogenic) และก๊าซที่เกิดจากแบคทีเรีย (Biogenic))

ชนิดของคีโรเจน (Kerogen type) คุณภาพ (Quality) และสภาวะการได้ที่โดยความร้อน (Thermal maturity) และผลการวิเคราะห์ทางธรณีเคมี (TOC และ Rock-Eval pyrolysis) เป็นกุญแจสำคัญในการระบุพื้นที่เป้าหมายที่ดีที่สุดสำหรับการเป็นแหล่งก๊าซ นอกจากนี้การสร้างแบบจำลองการสร้างและการเก็บรักษาไฮโดรคาร์บอนทางธรณีเคมีนั้นเป็นที่ยอมรับในการใช้ระบุบริเวณที่มีการกักเก็บและเส้นทางในการเคลื่อนตัว (Migration path) ของก๊าซ (Cardott, 2012; Suarez-Ruiz et al., 2012)

อย่างไรก็ตามการสำรวจก๊าซจากหินดินดานต้องใช้ความคิดที่แตกต่างไปจากการสำรวจแหล่งปิโตรเลียมแบบปกติทั่วไปและใช้เทคโนโลยีที่แตกต่างกันค่อนข้างมาก แนวคิดของการสำรวจแหล่งกักเก็บแบบปกติมักประกอบไปด้วย การสำรวจคลื่นไหวสะเทือน การเจาะหลุมสำรวจ และการผลิต (Chalmers และ Bustin, 2008; Hill et al., 2007; Jarvie et al., 2001, 2003, 2007; Lopatin et al., 2003; Loucks และ Ruppel, 2007 Martini et al., 2003 Montgomery et al., Pollastro,

2003 Pollastro et al., 2003, b, Ross และ Bustin, 2007, 2009, Schmoker, 1995 Schmoker et al. 1996; Selley, 2005; Smith et al., 2010; Suarez-Ruiz et al., 2012)

1.3.2.2 ก๊าซธรรมชาติในหินดินดานแบบพิเศษในประเทศไทย

ก๊าซจากหินดินดานในประเทศไทยนั้นก็คาดว่าจะมีอยู่ในที่ราบสูงโคราชด้วยเช่นกัน โดยพื้นที่ที่มีศักยภาพปิโตรเลียมของภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีพื้นที่ถึง 150,000 ตารางกิโลเมตร (DMR, 2007) ในปี พ.ศ. 2554 บริษัท ปตท. สำรวจและผลิต (ปตท.สผ.) ได้เจาะหลุมรัดนะ-1 โดยมีเป้าหมายไปถึงที่หมวดหินในอายุเพอร์เมียนเพื่อหาแหล่งก๊าซธรรมชาติ ต่อมาในปี พ.ศ. 2556 บริษัท ปตท.สผ. ได้ทำการเจาะหลุมรัดนะ-2 ถึงหมวดหินภูกระดึง (ประมาณ 1,000 เมตร) โดยมีการใช้การสำรวจแบบ Microseismic และเทคโนโลยีการสร้างรอยแตกด้วยไฮดรอลิก (Hydraulic fracturing) เพื่อช่วยในการผลิต ซึ่งหลุมนี้แม้จะมีการพบก๊าซธรรมชาติในหินทราย (Tight sand gases) แต่ก็พบว่า เป็นหลุมแห่งในที่สุด ซึ่งทำให้เรามีประสบการณ์และความเข้าใจในการศึกษาแหล่งก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษนี้มากขึ้น อย่างไรก็ตามก๊าซจากหินดินดานนั้นยังเป็นที่สนใจอยู่ในขณะนี้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในหมวดหินห้วยหินลาดที่มีสภาพแวดล้อมการเกิดแบบทะเลสาบซึ่งมีศักยภาพในการเกิดก๊าซจากหินดินดานสูง

1.4 วัตถุประสงค์ของการศึกษา

การศึกษาครั้งนี้ได้กำหนดวัตถุประสงค์หลายประการดังต่อไปนี้

1.4.1) เพื่อเก็บรวบรวมข้อมูลของหมวดหินห้วยหินลาดที่ปรากฏในบริเวณตะวันตกของที่ราบสูงโคราชและตะวันออกเฉียงของที่ราบภาคกลาง

1.4.2) เพื่อศึกษาชนิดหิน การจำแนกลักษณะปรากฏของหินชั้นที่สะสมตัวในสิ่งแวดล้อมย่อยในแอ่งสะสมตะกอนและลำดับชั้นหินของหมวดหินห้วยหินลาด

1.4.3) เพื่อทำการประเมินถึงศักยภาพด้านปิโตรเลียมของหมวดหินห้วยหินลาดจากค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ตัวอย่างหินในห้องปฏิบัติการ

1.4.4) เพื่อให้เกิดองค์ความรู้และวิธีการในการสำรวจหาแหล่งปิโตรเลียม ที่มีการใช้กันอย่างแพร่หลายในต่างประเทศมาประยุกต์ใช้ประเทศไทย

1.5 ขอบเขตและข้อจำกัดของการศึกษา

พื้นที่ศึกษาครอบคลุมแอ่งซับพลูและแอ่งนาพอสองของหมวดหินห้วยหินลาดซึ่งพาดผ่านแนวยาวของภูเขาในทิศเหนือ-ใต้ที่ขอบตะวันตกของที่ราบสูงโคราช (รูปที่ 1.3) แอ่งซับพลูอยู่ในพื้นที่จังหวัดนครราชสีมา ส่วนแอ่งนาพอสองนั้นครอบคลุมพื้นที่จังหวัดเพชรบูรณ์ ขอนแก่น ชัยภูมิและเลย โดยงานวิจัยนี้แบ่งออกเป็น 2 ส่วนคืองานสำรวจหินโผล่และงานในห้องปฏิบัติการดังนี้

1.5.1 การศึกษาตัวอย่างหินโผล่ (Outcrop study)

การศึกษาหินโพล์ส่วนใหญ่เน้นที่การศึกษาลำดับชั้นหิน ตะกอนวิทยาและโครงสร้างทางธรณีวิทยาเพื่อสร้างชุดลักษณะ (Facies) โดยกำหนดพื้นที่ศึกษาแบ่งออกเป็น 2 บริเวณดังนี้

บริเวณแรกคือแอ่งซับพลู ในบริเวณพื้นที่ของบ้านหนองไทร บ้านซับพลูใต้ บ้านซับพลูเหนือ เขาอีแดงและวัดถ้ำหนองไทร เป็นบริเวณที่มีภาคตัด (Cross section) ตั้งอยู่ตามถนนในท้องถิ่น (หมายเลข 2048) ในจังหวัดนครราชสีมา ส่วนที่สองเป็นบริเวณที่มีภาคตัดที่พบบริเวณข้างถนนในแอ่งนาพอสอง ตั้งอยู่ตามถนนหมายเลข 2216 ฟ้าภาคตัด ในบริเวณพื้นที่บ้านศิลา บ้านตาดกลอย บ้านหลักด่าน ศาลเจ้าพ่อหินตั้ง และบ้านตาดใหญ่ ส่วนอีกสองภาคตัดประกอบด้วยภาคตัดตาดเสี้ยวซึ่งตั้งอยู่ตามถนนหมายเลข 4017 อำเภอด่านซ้าย จังหวัดเลย และภาคตัดบ้านห้วยทรายทองซึ่งตั้งอยู่ตามทางหลวงหมายเลข 12 อำเภอคอนสาร จังหวัดชัยภูมิ

จากส่วนที่กล่าวมานี้ได้มีการคัดเลือกภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู) และภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง) เพื่อนำมาประเมินศักยภาพของแหล่งทรัพยากรก๊าซจากหินดินดานทั้งในแบบที่เป็นแหล่งกักเก็บธรรมดาและแบบพิเศษเนื่องจากมีสภาพของหินที่ค่อนข้างสดและมีอินทรีย์วัตถุอยู่มาก

1.5.2 การศึกษาในห้องปฏิบัติการ (Laboratory study)

ตัวอย่างที่เก็บรวบรวมได้จากการศึกษาในภาคสนามได้ถูกนำมาศึกษาทางด้านศิลาวิทยา ศีลาบรรณา เรณูวิทยา และทางธรณีเคมี เช่น ชนิด ปริมาณและคุณภาพของสารอินทรีย์วัตถุในเนื้อหิน ค่าปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ค่าการสะท้อนแสงวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o) อุณหภูมิสูงสุด (T_{max}) ค่าดัชนีการผลิต (PI) ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงสภาพ (TR) ค่าความพรุนของหิน เพื่อนำมาสร้างสภาพแวดล้อมการสะสมตัวในอดีตและศักยภาพในการเป็นหินต้นกำเนิดและหินกักเก็บปิโตรเลียมต่อไป

1.6 วิธีการดำเนินการวิจัย

การวิจัยและกิจกรรมการวิจัยมีการดำเนินการดังรายละเอียดดังต่อไปนี้

1.6.1 การสำรวจภาคสนามในภาคกลางและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยเพื่อศึกษาลำดับชั้นทางธรณีวิทยาและเก็บตัวอย่างหิน พื้นที่ที่ได้รับการคัดเลือกจะได้รับการตรวจสอบการลำดับชั้นหิน โครงสร้างและธรณีแปรสัณฐาน

1.6.2 กลุ่มตัวอย่างได้จัดทำขึ้นสำหรับการวิเคราะห์ทางธรณีเคมีและการทดสอบอื่น ๆ ดังนี้

1.6.2.1 สภาพแวดล้อมการเกิดในอดีต การผลิตในอดีตและสภาวะรีดอกซ์ในอดีตจะดำเนินการโดยใช้เครื่องวัดค่าการเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์ (XRF), ICP-MS และการแยกเรณูวิทยา

1.6.2.2 แร่ประกอบในหินกักเก็บปิโตรเลียมจะดำเนินการโดยใช้เครื่องวัดค่าการเลี้ยวเบนของรังสีเอ็กซ์ (X-Ray Diffraction, XRD)

1.6.2.3 ปริมาณสารอินทรีย์จะถูกวิเคราะห์โดยวัดค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)

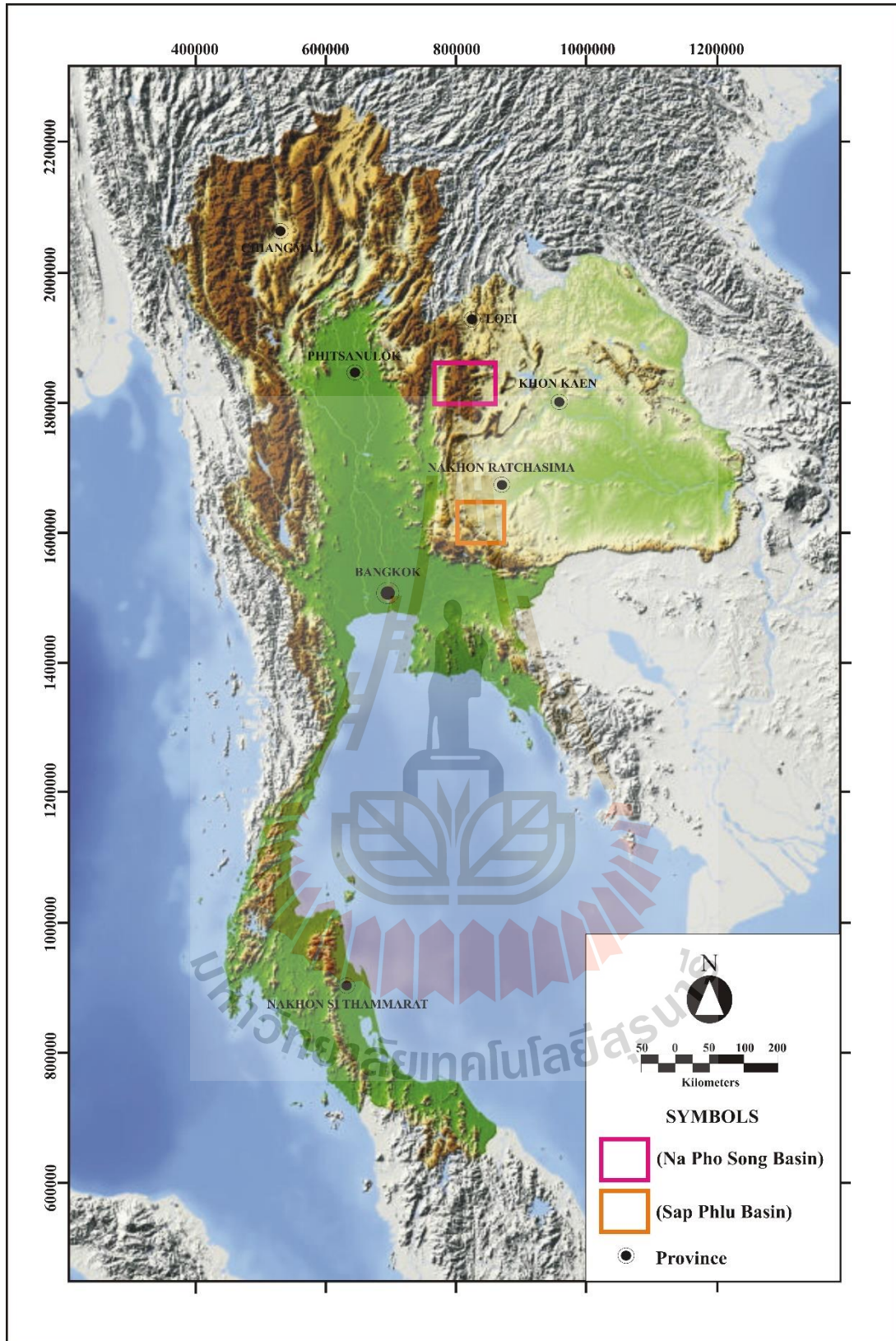
1.6.2.4 คุณภาพและชนิดของสารอินทรีย์จะดำเนินการโดยการศึกษาเรณูวิทยา วิธี Rock-Eval pyrolysis ศึกษาชนิดของมาซีรอลและชนิดของดัชนี

1.6.2.5 สถานะการได้ที่ (Maturation) จะดำเนินการโดยการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o) และ Rock-Eval Pyrolysis

1.6.2.6 การตรวจสอบความพรุนและรูพรุนจะดำเนินการโดยเครื่องเอกซเรย์คอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก (Micro-CT) และกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (SEM)

1.6.3 ผลทั้งหมดจะได้รับการรวบรวมและนำมาประเมินศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม และก๊าซจากหินดินดาน





รูปที่ 1.3 แผนที่แสดงตำแหน่งที่ตั้งของบริเวณพื้นที่ศึกษา (คัดลอกและดัดแปลงจาก Arsairai, 2014)



บทที่ 2

วรรณกรรมปริทัศน์

ไฮโดรคาร์บอนเป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญ ประเทศไทยมีความต้องการไฮโดรคาร์บอนเป็นปริมาณมากขึ้นเพื่อตอบสนองต่อความการพัฒนาประเทศและการใช้ชีวิตของประชากร ในแต่ละปี ความต้องการใช้ไฮโดรคาร์บอนนั้นเพิ่มมากขึ้นและรัฐก็มียงบประมาณไม่เพียงพอที่จะต้องจ่ายสำหรับการนำเข้า ที่เพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง ดังนั้นเพื่อความยั่งยืนด้านพลังงานของประเทศไทยจึงควรมีการแสวงหาแหล่งพลังงานทดแทนภายในประเทศเพื่อช่วยลดความต้องการนำเข้าโดยเฉพาะอย่างยิ่งเพื่อทำให้มีแหล่งพลังงานที่เพียงพอสำหรับใช้ภายในประเทศในอนาคต (Khositchisri, 2012) ที่ราบสูงโคราชในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยนั้นเป็นพื้นที่ที่ถูกทำการศึกษาและประเมินศักยภาพแหล่งก๊าซธรรมชาติทั้งประเภทที่เป็นแหล่งก๊าซแบบปกติและแบบพิเศษ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการประเมินแหล่งก๊าซธรรมชาติในหินดินดาน ซึ่งทำให้หมวดหินห้วยหินลาดซึ่งมีหินดินดานที่มีปริมาณอินทรีย์วัตถุอยู่มากนั้นได้รับการพิจารณาเพื่อการศึกษาและประเมินผลแหล่งทรัพยากรก๊าซธรรมชาติดังกล่าว

2.1 ธรณีวิทยาประเทศไทย

ธรณีวิทยาของประเทศไทยนั้นตั้งอยู่ในเขตพื้นที่ทางธรณีวิทยาที่มีขนาดใหญ่ซึ่งเรียกกันว่า Sundaland ซึ่งเป็นศูนย์กลางของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ที่ประกอบด้วยประเทศเวียดนาม ลาว กัมพูชา ไทย พม่าฝั่งตะวันออก มาเลเซียฝั่งตะวันตก เกาะสุมาตรา เกาะชวาและเกาะบอร์เนียว (Ridd et al., 2011) โดยมีการเกิดขึ้นมาจากการรวมกันหรือการเคลื่อนที่ชนกันของแผ่นเปลือกโลกสองแผ่นคือแผ่นอินโดจีน (Indochina Block) ซึ่งอยู่ทางตะวันออกเฉียงและแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu Block หรือแผ่นฉานไทย (Shan-Thai)) ซึ่งอยู่ทางตะวันตกเข้าด้วยกันเมื่อนานมานี้ (Metacafe, 1984) ซึ่งเป็นทฤษฎีที่ใช้กันอย่างแพร่หลายในรายงานต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับทางการศึกษาการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือและคาบสมุทรของไทย (Ridd et al., 2011)

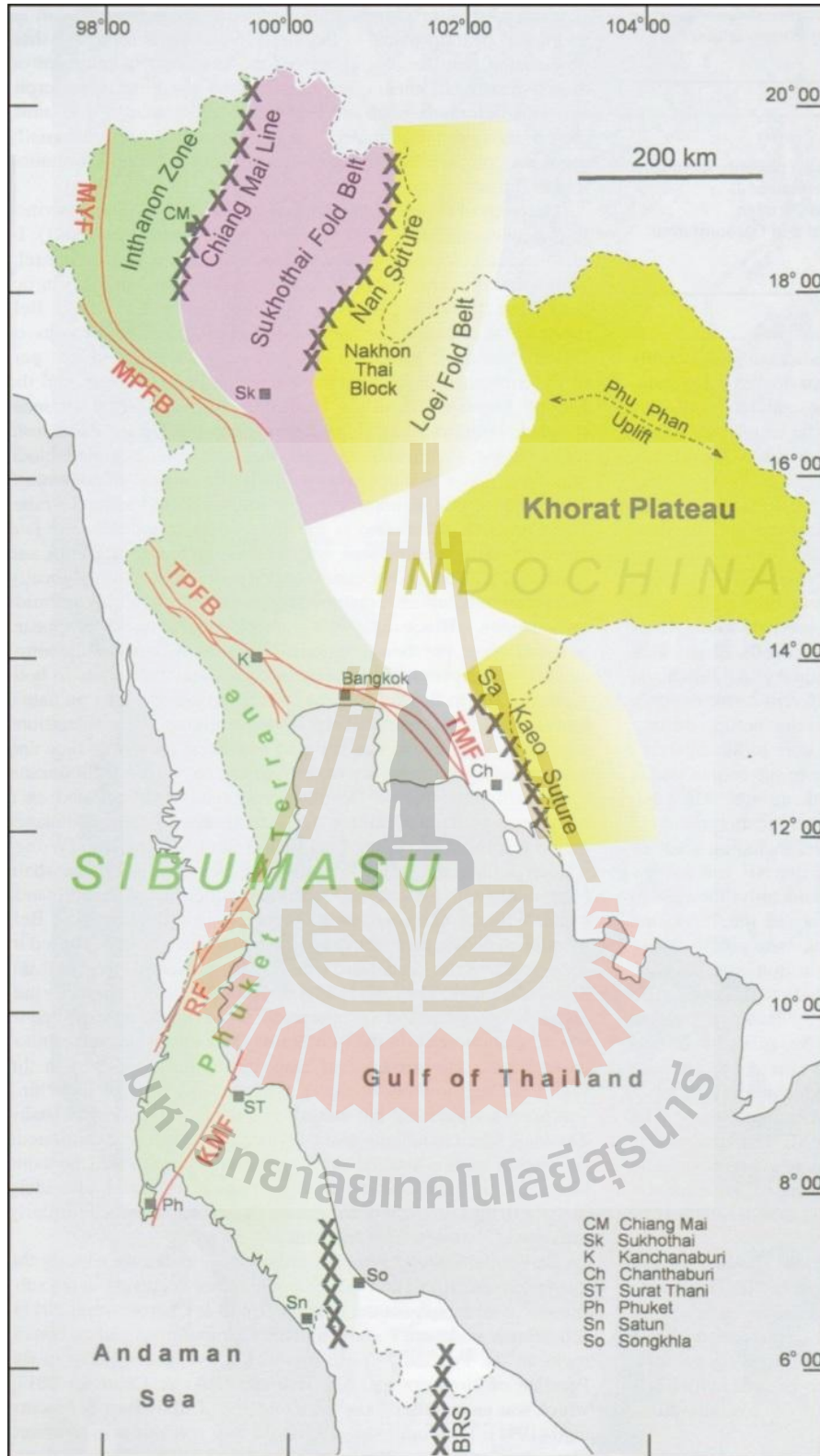
แม้ว่าแผ่นเปลือกโลกทั้งสองที่ประกอบเป็นประเทศต่าง ๆ ในภูมิภาคตะวันออกเฉียงใต้จะมีประวัติที่แตกต่างกัน แต่ทั้งสองมีต้นกำเนิดอยู่บนขอบของแผ่นกอนด์วานาแลนด์เหมือนกัน ก่อนที่จะมีการแตกของพื้นที่และเคลื่อนไปทางเหนือและรวมกันเป็นแผ่น Sundaland ในมหายุคมิโซโซอิก แนวของการชนกันนั้นเคยเป็นที่ตั้งของทะเลโบราณ (Palaeotethys) ที่วางตัวอยู่ในแนวทิศเหนือ-ใต้ผ่านกลางประเทศไทย โดยบริเวณทางตะวันตกสุดของประเทศไทยรวมทั้งคาบสมุทรส่วนใหญ่เป็นส่วนหนึ่งของแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) ส่วนบริเวณตะวันออกเฉียงเหนือและแถบแคบ ๆ ใกล้กับกัมพูชาและทางฝั่งตะวันออกของชายแดน ไทย - มาเลเซีย นั้นเป็นส่วนหนึ่งของแผ่นอินโดจีน (Ridd et al., 2011) แนวการชนกันนี้ต่อเนื่องลงไปทางทิศใต้เข้าสู่ทิศตะวันออกเฉียงใต้ของประเทศไทยและต่อเนื่องไปไกล

จนเข้าสู่คาบสมุทรในบริเวณประเทศมาเลเซีย (Ridd et al., 2011) โดยสภาพทางธรณีวิทยาที่เกิดขึ้นตั้งแต่ยุคแคมเบรียนไปจนถึงกลางมหายุคซีโนโซอิก สามารถสรุปโดยสังเขปได้ดังนี้

ในช่วงต้นของมหายุคพาลีโอโซอิกนั้นการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลกสามารถนำไปใช้อธิบายถึงความไม่ต่อเนื่องของหินโผล่ภายในแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) ซึ่งขาดหลักฐานการลำดับชั้นหินเนื่องจากการเคลื่อนที่เข้ามาเชื่อมติดกันของรอยเลื่อน (Fault-bounded block) ซึ่งเป็นลักษณะที่แสดงอย่างชัดเจนบริเวณแผ่นภูเก็ต (Phuket Terrane) (รูปที่ 2.1)

หินยุคแคมเบรียนนั้นเป็นหินที่เกิดในทะเลน้ำตื้นภายใต้กระแสน้ำอุ่น ยุคออร์โดวิเชียนเป็นหินปูนที่เกิดในทะเลและยุคไซลูเรียนเป็นหินดินดานสีดำกับและมีซากบรรพชีวิน เช่น ซากบรรพชีวิน ไทรโลไบต์ แบรซิโอพอด โกลีเอไทท์ นอติลอยด์ พลัปปลิงทะเลและคอนอดอนท์ ซึ่งซากบรรพชีวินที่พบในช่วงต้นมหายุคพาลีโอโซอิกเหล่านี้มีความคล้ายคลึงกับซากบรรพชีวินเหล่านี้ที่พบทั้งในออสเตรเลียจนถึงในประเทศจีนตอนใต้ จึงได้รับการเสนอให้ใช้ ฟอสซิลของนอติลอยด์และไทรโลไบต์เป็นดัชนีในการเทียบเคียงอายุ อย่างไรก็ตามการพิจารณาการลำดับชั้นหินในวงกว้างในปัจจุบันชี้ให้เห็นว่าแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) นั้นก็ยังคงเป็นส่วนหนึ่งของแผ่นกอนด์วานาแลนด์ (Ridd et al., 2011)

ในยุคดีโวเนียนนั้นทางฝั่งตะวันตกของแผ่นอินโดจีนไม่ได้เป็นชั้นหินที่ราบเรียบ เนื่องจากแสดงความไม่ต่อเนื่องด้วยชั้นหินเชิร์ตชั้นบาง ๆ และหินดินดานที่มีเรดิโอลาเรียน (Radiolarians) ที่เกิดในมหาสมุทรเท่านั้นในยุคดีโวเนียนและไทรแอสซิกตอนกลาง โดยหลักฐาน (การเป็นทะเล) ดังกล่าวสามารถเจอได้ทั่วไป ซึ่งกลายเป็นที่มาของทฤษฎีที่ว่ามีทะเลโบราณ (Palaeotethys) ที่แบ่งแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) ออกจากแผ่นอินโดจีน



รูปที่ 2.1 โครงสร้างหลักทางธรณีวิทยาของประเทศไทยที่เกิดจากการรวมกันของแผ่นแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) และแผ่นอินโดจีน (คัดลอกจาก Ridd et al., 2011)

หินตะกอนในยุคคาร์บอนิเฟอรัสและยุคเพอร์เมียนเป็นหินที่พบได้แพร่หลายมากที่สุดในประเทศไทย ทั้งหินที่โผล่ขึ้นมาหรืออยู่ใต้ผิวดินในทุกภูมิภาคของประเทศ (Ueno and Chareontitirat, 2011; Ridd et al., 2011) โดยแบ่งออกได้เป็น 4 ลักษณะที่น่าสนใจดังนี้

1) ยุคคาร์บอนิเฟอรัสถึงยุคเพอร์เมียนในช่วงหรือบริเวณที่มีการประทุของภูเขาไฟเกิดขึ้นและถูกตั้งชื่อโดย Barr and Charusiri (2011) เรียกบริเวณนี้ว่าโซนสุโขทัย (Sukhothai Zone) โดยเฉพาะอย่างยิ่งในยุคเพอร์เมียนในบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยนั้นถูกตีความว่าเป็นแนวของแอ่งหลังแนวภูเขาไฟ (Back arc basin) ซึ่งแยกแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) และแผ่นอินโดจีนออกจากกัน โดย Sone and Metacafe (2008) ได้ตีความเพิ่มเติมไว้ว่าแนวแอ่งหลังแนวภูเขาไฟ (Back arc basin) นี้มีการปิดตัวลงในตอนปลายของยุคเพอร์เมียน และกลายมาเป็นแนวตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์ (Nan-Uttaradit Suture) และสันนิษฐานว่าการขยายตัวลงไปทางใต้โดยเกิดเป็นแนวตะเข็บธรณีสระแก้ว (Sa Kaew Suture)

2) ซากบรรพชีวิน (Faunas) ในยุคคาร์บอนิเฟอรัสและยุคเพอร์เมียนนั้นถูกใช้เป็นหลักฐานในการไขปัญหาประวัติธรณีแปรสัณฐานของสองแผ่นเปลือกโลก คือ แผ่นอินโดจีนที่แสดงลักษณะของทะเลในเขตนํ้าอุ่น (Warm-water Tethyan) ที่อุดมไปด้วยซากบรรพชีวินหลากหลาย เช่น Corals, Brachiopods และ Foraminifera แต่ในแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) นั้นกลับแสดงลักษณะทะเลในเขตนํ้าเย็น (Cooler-water Tethyan) ที่มีอายุที่ใกล้เคียงกันและมีซากบรรพชีวินที่มีความหลากหลายน้อยกว่า

3) ยุคคาร์บอนิเฟอรัสถึงยุคเพอร์เมียนในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทยประกอบด้วยหินเชิร์ตผาง (Fang Chert) (สะสมตัวบริเวณพื้นมหาสมุทร) และหินปูนดอยช้าง (Doi Chang Limestone) โดยถูกตั้งชื่อโซนอินทนนท์ (Inthanon Zone) โดย Barr and Macdonald (1991) Ueno and Chareontitirat (2011) ตีความว่าหินเหล่านี้เป็น Accretionary complex เคลื่อนที่แบบมูมต่ำไปทางทิศตะวันตกที่ทับอยู่บนแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) ในขณะที่ทะเลโบราณ (Palaeotethys) กำลังถูกปิดในยุคไทรแอสซิกตอนปลาย

4) หินในยุคคาร์บอนิเฟอรัสถึงยุคเพอร์เมียนในแหลมมลายูนั้นทางตะวันตกของแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) แสดงให้เห็นถึงหลักฐานที่ชัดเจนว่าเคยเป็นส่วนหนึ่งของแผ่นกอนด์วานา (Gondwana Block) มาก่อน (Ridd et al., 2011) กลุ่มหินแก่งกระจานบนคาบสมุทรมุข (ภูเก็ตเทอร์เรน) ประกอบด้วยหินไดอะไมกไทต์ โดย Ridd (2007, 2009a, 2009b) ให้ความเห็นว่าหินไดอะไมกไทต์ชั้นหนานี้สะสมตัวอยู่ในรอยแยก (Rifting) ขณะที่แผ่นซิบูมาซี (Sibumasu) กำลังแยกออกจากแผ่นกอนด์วานาแลนด์ โดยชั้นหินที่สะสมตัวจากตะกอนตามร่องรอยแยกตัวนี้มีการสะสมตัวในสภาวะแวดล้อมที่ได้รับอิทธิพลจากธารน้ำแข็ง

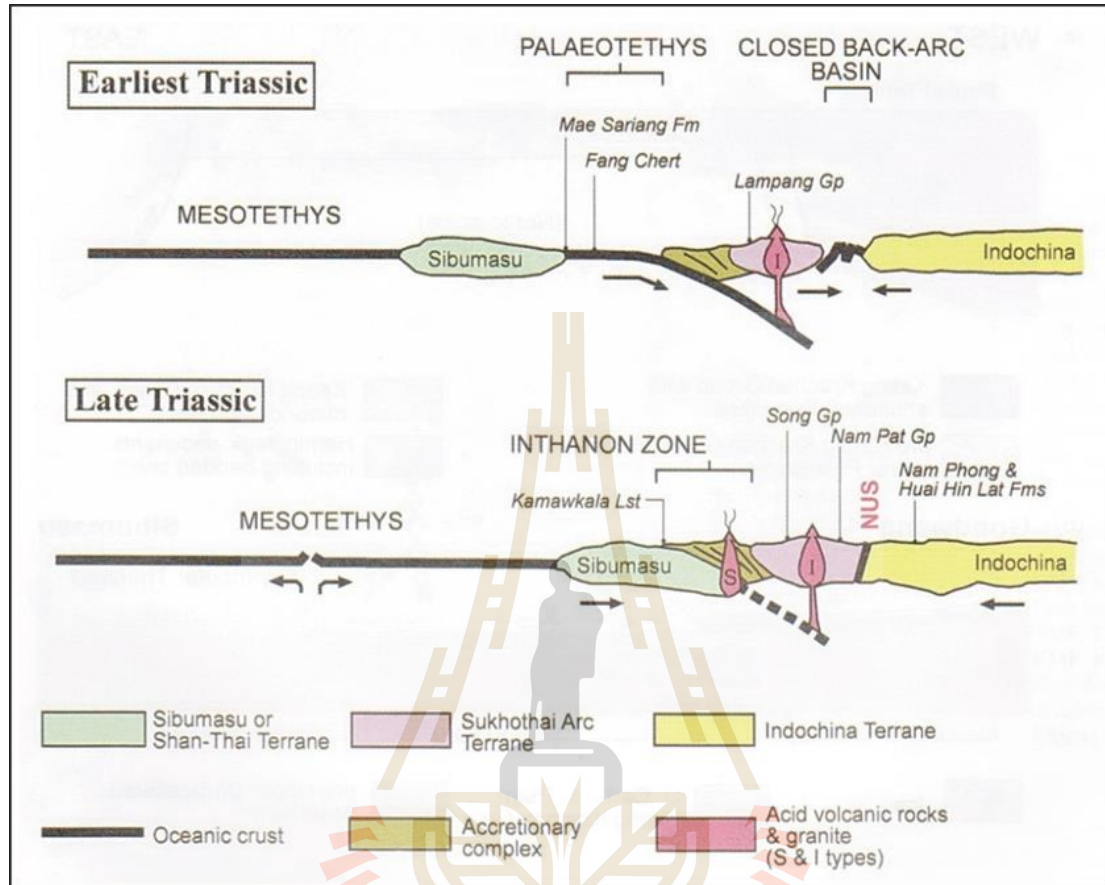
สำหรับยุคไทรแอสซิก Chonglakmani (2011) ได้ให้ความเห็นว่ามี การตกตะกอนบริเวณไหล่ทวีปเป็นปริมาณมากในเขตภาคเหนือ ตะวันตกและคาบสมุทรของประเทศไทย ในขณะที่หินชีรต์ยังคงตกสะสมตัวบนพื้นของทะเลโบราณที่กำลังปิดตัวลงอย่างต่อเนื่อง กระบวนการปิดตัวของทะเลโบราณจากการมุดตัวไปทางตะวันออกของแผ่นเปลือกโลกลงไปที่ไซเบอร์เชีย ส่งผลให้เกิดหินแกรนิตอยด์ชนิดไอ (I-type granitoids) และหินภูเขาไฟ (Volcanic rocks) ร่วมกับตะกอนทะเลน้ำลึก (Ridd et al., 2011) ในที่สุดทะเลโบราณถูกปิดสนิทในยุคไทรแอสซิกตอนปลาย (รูปที่ 2.2) และส่งผลให้เกิดหินแกรนิตอยด์ชนิดเอส (S-type granitoids) (Cobbing, 2011; Ridd et al., 2011) ซึ่งการขยับเข้ามาชนกันในครั้งนี้มีสาเหตุมาจากการเกิด Indosinian Orogeny ซึ่ง Bunopas (1981) ถือว่าเป็นตะเข็บธรณีน่าน-อุตรดิตถ์

บริเวณที่ราบสูงโคราชทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยนั้นเกิดขึ้นภายหลังจากการเกิดการชนกันทำให้มีการตกตะกอนบนภาคพื้นทวีปในแอ่งที่มีลักษณะแบบกึ่งกราเบน (Half-grabens) การชนกันเริ่มขึ้นในอนุครีเทเชียส (ปลายยุคไทรแอสซิก) ของหมวดหินห้วยหินลาดรวมไปถึงหมวดหินน้ำพองและกลุ่มหินโคราชที่อายุน้อยกว่า Booth and Sattayarak (2011) ได้ทำการศึกษาธรณีวิทยาใต้ผิวดินของบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลจากการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนและพบว่ามียุคชั้นไม่ต่อเนื่องของชั้นหิน (Unconformities) 3 รอย ในภูมิภาคนี้ ประกอบด้วย

1. อินโดซิเนียน 1 (Indosinian I) ซึ่งเป็นเหตุการณ์การเปลี่ยนแปลงที่ใหญ่ที่สุดคือเป็นรอยชั้นไม่ต่อเนื่องของชั้นหินระหว่างหมวดหินห้วยหินลาดและพื้นผิวที่ถูกกัดกร่อนออกไปของหินยุคเพอร์เมียนและหินที่มีอายุแก่กว่า
2. อินโดซิเนียน 2 (Indosinian II) เป็นรอยชั้นไม่ต่อเนื่องของชั้นหินระหว่างส่วนล่างของหมวดหินน้ำพองและหมวดหินห้วยหินลาด และ
3. อินโดซิเนียน 3 (Indosinian III) เป็นรอยชั้นไม่ต่อเนื่องที่แยกหมวดหินน้ำพองออกเป็นตอนบนและตอนล่าง เนื่องจากมีการแสดงการขาดหายไปหรือความไม่ต่อเนื่องกันในยุคจูแรสซิก

เกิดการถดถอยของน้ำทะเลที่สำคัญโดยเริ่มขึ้นในช่วงปลายยุคไทรแอสซิกเรื่อยมาจนถึงยุคจูแรสซิกและขยายเป็นบริเวณกว้างในยุคครีเทเชียส โดยในยุคครีเทเชียสนั้นทั่วทั้งประเทศไทยประกอบด้วยชั้นหินสีแดงที่เกิดบนพื้นทวีป (Non-marine red-beds) ซึ่งแผ่ขยายออกไปมากที่สุดในที่ราบสูงโคราชทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย (Meesook และ Saengsrichan, 2011; Ridd et al., 2011) ยิ่งไปกว่านั้นในยุคครีเทเชียสตอนกลางยังแสดงให้เห็นถึงหลักฐานของการยกตัวของหมวดหินภูพานที่ทำให้เกิดแนวโค้งรูปประทุนคว่ำ (Anticline) ที่มีการวางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ บนที่ราบสูง การเปลี่ยนแปลงนี้พบว่าจะเกิดต่อเนื่องไปในช่วงปลายยุคครีเท

เขี่ยสไปจนถึงยุคพาลีโอจีน นอกจากนี้การเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนที่เกิดขึ้นในภูมิภาคนี้ก็สัมพันธ์กันกับการชนกันของแผ่นเปลือกโลกอินโดจีนกับยูเรเชียในช่วงตอนต้นของสมัยอีโอซีน (Ridd et al., 2011)



รูปที่ 2.2 ภาคตัดขวางบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยแสดงให้เห็นถึงการปิดตัวของทะเลโบราณ (Palaeotethys) ในช่วงต้นยุคไทรแอสซิก และการชนกันครั้งสุดท้ายของแผ่นซิบูมาซี (Sibumasu Block) Sukhothai Arc และแผ่นอินโดจีน (Indochina Block) ในช่วงปลายยุคไทรแอสซิก (คัดลอกจาก Sone และ Metcalfe, 2008; Ridd et al. 2011)

2.2 ธรณีวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย

โดยทั่วไปประเทศไทยที่แสดงบนแผนที่ทางธรณีวิทยาจะแบ่งออกได้เป็นสองส่วนใหญ่ ๆ โดยบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยนั้นจะถูกปกคลุมด้วยหินตะกอนยุคมีโซโซอิกซึ่งประกอบเป็นที่ราบสูงโคราช ส่วนที่เหลือของประเทศนั้นมีรูปแบบที่ซับซ้อนและคดโค้งมาก (Ridd et al., 2011) ที่ราบสูงโคราช (Khorat Plateau) เป็นพื้นที่ที่ค่อนข้างราบเรียบโดยทั่วไปมีความสูง 150-200 เมตรจากระดับน้ำทะเล ถูกล้อมรอบด้วยเทือกเขาเตี้ย ๆ และหน้าผาที่สูงชัน ครอบคลุมพื้นที่

ประมาณ 200,000 ตารางกิโลเมตร ครอบคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยและขยายไปสู่บางส่วนของประเทศลาว ธรณีวิทยาพื้นผิวของภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไทยประกอบไปด้วยชั้นหินสีแดงของกลุ่มหินโคราชของยุคจูราสสิกถึงกลางยุคครีเทเชียส ตามข้อมูลใต้ผิวดิน (Subsurface data) ของหลุมเจาะ ตะกอนในแอ่งเหล่านี้ถูกพิสูจน์แล้วว่าคล้ายคลึงกับหินในยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนต้นถึงยุคไทรแอสสิก ซึ่งแผ่กระจายไปทางทิศตะวันตกและทางตะวันตกเฉียงเหนือตามแนวเทือกเขาโคคังเลเย-เพชบุรณ์ (Booth และ Sattayarak, 2011) รายละเอียดของโครงสร้างทางธรณีวิทยาในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไทยสามารถสรุปโดยสังเขปได้ดังนี้

2.2.1 กลุ่มหินนาโมและกลุ่มหินปากชม (Na Mo และ Pak Chom Group)

หินในกลุ่มนี้เป็นหินฐานในช่วงยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนกลางซึ่งการลำดับชั้นหินนั้นประกอบไปด้วยหินแปร หินดินดานสีแดงอิฐและหินทรายแป้ง

2.2.2 เหตุการณ์ช่วงยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนกลาง (Mid-Carboniferous event)

เหตุการณ์ต่าง ๆ ในช่วงนี้จะสัมพันธ์กับการยกตัวของแผ่นอินโดจีน (Indochina Block) (Ridd et al., 2011) ซึ่งทำให้เกิดรอยคดโค้งขนาดใหญ่และรอยเลื่อนมุ่มย้อนต่ำส่งผลให้เกิดรอยชั้นไม่ต่อเนื่องของชั้นหินซึ่งแยกยุคคาร์บอนิเฟอรัสออกเป็นตอนบนและตอนล่างออกจากกัน ภาพตัดขวางจากการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนทั่วทั้งแอ่งโคราชเผยให้เห็นโครงสร้างที่ซับซ้อนและมีรอยเลื่อนมุ่มต่ำเกิดขึ้นมากมาย หินในช่วงอายุนี้มีการวางตัว (Strike) อยู่ในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ และมีมุมเอียงเทระดับปานกลางไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ (Booth and Sattayarak, 2011)

2.2.3 กลุ่มหินสระบุรีช่วงยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนกลางถึงยุคเพอร์เมียนตอนบน

(Saraburi Group in Middle Carboniferous-Upper Permian)

หินโผล่ของหินกลุ่มนี้จะพบได้ตามแนวทิศตะวันตกและตะวันตกเฉียงใต้บริเวณขอบของที่ราบสูงโคราช ซึ่งศึกษาโดย Ueno and Charoentitirat (2011) มีรายละเอียดพอสังเขปดังนี้

1) หมวดหินศรีธาตุ (Si That Formation)

การสะสมตัวของตะกอนในหมวดหินนี้เริ่มต้นในทะเลน้ำตื้นไปสู่สภาพแวดล้อมชายฝั่ง (Marginal-terrestrial environment) และความลึกของน้ำเพิ่มขึ้น แต่ก็ยังคงปรากฏอยู่ทั่วภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยหลังจากรอยชั้นไม่ต่อเนื่องในยุคคาร์บอนิเฟอรัสตอนกลาง โดยการตกตะกอนในช่วงต้นมีการผสมกันระหว่างตะกอนของหินซิลิเกตและหินคาร์บอนเนต จากนั้นจึงกลายเป็นหินดินดานและหินทรายตามลำดับ (Booth และ Sattayarak, 2011)

2) หมวดหินผานกเค้า (Pha Nok Khao Formation)

หมวดหินนี้เป็นเป้าหมายหลักของการสำรวจและศึกษาแหล่งก๊าซธรรมชาติในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย ซึ่งมีความหลากหลายของอายุตั้งแต่ยุคคาร์บอนิเฟอรัสถึงยุคเพอร์เมียนตอนกลาง หินในหมวดหินนี้เกิดจากการสะสมตัวของตะกอนในทะเลระหว่างพื้นที่ที่มีความราบเรียบหรือลานหิน (Platform) ซึ่งมีเศษซากบรรพชีวินของคตข้าวสาร (Fusulinid) และ

Echinoderm (Booth and Sattayarak, 2011) หินเหล่านี้กระจายตัวอยู่บริเวณทางทิศตะวันตกของที่ราบสูงโคราชในชั้นหินตามแนวเทือกเขาคดโค้งเลย-เพชรบูรณ์ (Loei-Petchabun Fold Belt) (Ueno and Chareontitirat, 2011; Booth and Sattayarak, 2011) นอกจากนี้ยังพบหินเถ้าภูเขาไฟแทรกสลับกับหินปูนในบริเวณส่วนล่างของหมวดหินนี้ โดยพบในเหมืองหินที่วัดเขาถ้ำโตบอนทางตอนใต้ของจังหวัดเพชรบูรณ์ ซึ่งตั้งอยู่บนลานหินไหลทวีปของหมวดหินเขาขวาง (Khao Kwang Platform) แสดงให้เห็นถึงการมีภูเขาไฟประทุเกิดขึ้นตามแนวขอบตะวันตกของแผ่นอินโดจีน (Indochina Block) ต่อมาบริเวณขอบถูกยกตัวขึ้นและกัดเซาะในช่วงเหตุการณ์อินโดจีนเนียน 1 (Indosinian I) ในยุคไทรแอสซิกตอนต้น-ตอนกลาง ทำให้เกิดสันเขารูปอู๋ได้ (Cuesta) เป็นแนวยาวที่หันไปทางทิศใต้และแสดงให้เห็นหมวดหินศรีธาตุที่มีความคงทนมากกว่า (Booth and Sattayarak, 2011).

3) หมวดหินหัวนาคำ (Hua Na Kham Formation)

หมวดหินนี้เกิดขึ้นเหนือรอยต่อของยุคเพอร์เมียนตอนกลางถึงตอนบนไปจนถึงยุคเพอร์เมียนตอนปลายหรืออาจจะขยายออกได้ก็ไม่เกินยุคไทรแอสซิกตอนต้นในช่วงที่มีการผสมระหว่างตะกอนหินซิลิเกตและตะกอนกลุ่มคาร์บอนเนต โดย Ueno and Chareontitirat (2011) ถือว่าหมวดหินนี้มีการกระจายตัวด้านข้างเท่ากับหมวดหินผาเตือ ซึ่งในช่วงเวลานี้ Booth and Sattayarak (2011) ให้ความเห็นว่ารอยเลื่อนขนาดใหญ่เป็นตัวควบคุมในระหว่างการตกสะสมของหมวดหินผานกเค้าและยังคงมีพลังอยู่ในระหว่างการตกสะสมของหมวดหินหัวนาคำ ความต่อเนื่องของการสะสมตัวของตะกอนยังคงเกิดขึ้นต่อเนื่องไปเรื่อย ๆ โดยมีการเปลี่ยนจากสภาพแวดล้อมแบบทะเลไปจนถึงแบบชายฝั่งทะเล แต่ยังไม่มีการบ่งชี้ว่าแหล่งที่ให้ตะกอนจากแผ่นดินจำพวกซิลิเกตนั้นอยู่ที่บริเวณใด แต่จากการศึกษาคลื่นไหวสะเทือนทำให้เห็นภาพได้ชัดขึ้นว่าหมวดหินนี้ถูกกัดกร่อนออกไปในช่วงระหว่างเหตุการณ์อินโดจีนเนียน 1 (Indosinian I)

2.2.4 เหตุการณ์อินโดจีนเนียน 1 (Indosinian I Event)

เหตุการณ์นี้ถูกเสนอโดย Booth and Sattayarak (2011) ที่สามารถสังเกตเห็นได้อย่างชัดเจนจากการยกตัวที่รุนแรงมากในช่วงของการเกิด Indosinian orogeny การกัดกร่อนที่ค่อนข้างลึกร่วมกันกับการเปลี่ยนแปลงรูปร่างจากแรงอัดส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงรูปร่างของกลุ่มหินสระบุรีรอบ ๆ รอยต่อของมหายุคพาลีโอโซอิกถึงมีโซโซอิก ในตอนท้ายของเหตุการณ์อินโดจีนเนียน 1 (Indosinian I) พื้นที่บริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยเกือบทั้งหมดกลายเป็นพื้นที่ที่เกือบราบเรียบ (Peneplain) โดยภูมิภาคที่ยังแสดงความสูงส่วนที่เหลือจะอยู่จะปรากฏในรูปของเนินเขาหินปูนที่ถูกน้ำละลายหินออกไปจนเหลือหินเป็นลักษณะภูมิประเทศคาสต์ (Karst) ของหมวดหินผานกเค้าหรือสันเขารูปอู๋ได้ซึ่งเกิดจากการความคงทนของหมวดหินศรีธาตุ

2.2.5 หมวดหินห้วยหินลาดหรือกลุ่มหินกุฉินารายณ์

(Huai Hin Lat Formation หรือ Kuchinarai Group)

หมวดหินนี้สะสมตัวในยุคไทรแอสซิกตอนปลายประกอบด้วยตะกอนจากทวีปเป็นส่วนใหญ่ เกิดจากการสะสมตัวของจากตะกอนน้ำพา ตะกอนทางน้ำ และตะกอนทะเลสาบ สภาพแวดล้อมของการสะสมตัวในแอ่งเหล่านี้มีความซับซ้อน นอกจากนี้หน่วยหินที่อยู่ล่างสุดที่เป็นหินภูเขาไฟนั้นบ่งบอกว่าในช่วงแรกของการเกิดแอ่งนั้นมีการประทุของภูเขาไฟร่วมอยู่ด้วย หมวดหินนี้อยู่ระหว่างรอยไม่ต่อเนื่องของอินโดจีนเนียน 1 และ 2 (Indosinian I และ II) (Esso Internal Report; Non Sung-1, 1985; Sattayarak et al., 1989; Booth and Sattayarak, 2011)

2.2.6 เหตุการณ์อินโดจีนเนียน 2 (Indosinian II Event (Latest Triassic))

เหตุการณ์นี้ถูกเสนอโดย Booth และ Sattayarak (2011) โดยมีการเปลี่ยนแปลงทำให้เกิดโครงสร้างคดโค้งไปพร้อม ๆ ไปกับมีการเติมตะกอนบริเวณขอบที่ลาดชันและรอยเลื่อนมุมย้อนต่ำ ข้อมูลธรณีวิทยาใต้ผิวดินแสดงให้เห็นว่ามีช่วงการขาดหายไปของหินที่แยกการวางตัวของกลุ่มหินกุฉินารายณ์ (Kuchinarai Group) ด้านล่างและหมวดหินน้ำพองตอนล่างที่อยู่ด้านบนไว้ บริเวณนี้มีระดับการยกตัวและการกักธรอนที่ค่อนข้างน้อย ยกเว้นบริเวณขอบตอนเหนือและตอนใต้เนื่องจากทั้งอินโดจีนเนียน 1 และ 2 นั้นมาบรรจบกัน ในช่วงท้ายของอินโดจีนเนียน 2 ทิวทั้งภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยกลายเป็นพื้นที่ที่เกือบราบ (Peneplain) โดยช่วงล่างสุดเป็นการสะสมตัวในภูมิภาคแบบคาสต์ (Karst) ของหมวดหินผานกเค้าหรือหน้าผาของเขาสันอิไตที่มาจากหินที่มีความคงทนมากกว่าของหมวดหินศรีธาตุ

2.2.7 แอ่งโคราช (Khorat Basin)

แอ่งโคราชอยู่วางตัวอยู่บนรอยชั้นไม่ต่อเนื่องของอินโดจีนเนียน 2 (Indosinian II) ซึ่งรวมไปถึงหินยุคครีเตเชียสที่โผล่ให้เห็นในปัจจุบันบนที่ราบสูงโคราชด้วย โดยทั่วไปแอ่งโคราชมีลักษณะเป็นแอ่งที่เกิดจากการทรุดตัวภายใน (Intra-cratonic sag) ที่มีขนาดใหญ่ ในช่วงท้ายของเหตุการณ์อินโดจีนเนียน 2 เป็นช่วงที่ที่มีการสะสมตัวของตะกอนของแอ่งโคราชที่มีอายุเก่าแก่ที่สุด ซึ่งเป็นตะกอนที่มาจากนอกพื้นที่รอบ ๆ Mouret et al. (1993) ได้สรุปไว้ว่าเหตุการณ์เหล่านี้เกิดในช่วงยุคจูแอสซิกตอนปลายและยุคครีเตเชียตอนต้น โดยตะกอนเหล่านี้ถูกนำเข้าไปในแอ่งจากทางน้ำที่ไหลมาจากทางด้านทิศเหนือ ทิศตะวันออกและทิศใต้ และตะกอนเหล่านี้ถูกพัดพาไปทางทิศตะวันตก ดังนั้นปริมาณของตะกอนที่มีอยู่ในแอ่งโคราชนั้นจึงมีต้นกำเนิดมาจากการกักธรอนของภูเขารอบ ๆ แอ่งที่ถูกยกตัวขึ้น (Booth และ Sattayarak, 2011) และตะกอนในแอ่งนี้แบ่งออกเป็นส่วนย่อย ๆ รวมทั้ง รอยผิวดินอินโดจีนเนียน 3 (Indosinian III Unconformity) ได้ดังนี้

1) หมวดหินน้ำพอง (Nam Phong Formation)

หมวดหินนี้แบ่งออกได้เป็น 2 ส่วน คือ หมวดหินน้ำพองตอนล่างและหมวดหินน้ำพองตอนบน ซึ่งแยกกันโดยรอยไม่ต่อเนื่องอินโดซิเนียน 3 (Indosinian III Unconformity) และสามารถอธิบายได้ดังนี้

1.1) หมวดหินน้ำพองตอนล่าง (Lower Nam Phong Formation)

หมวดหินนี้ประกอบด้วยหินโคลน หินทรายแป้งและหินทรายแทรกสลับกัน ตะกอนเหล่านี้ตกสะสมตัวในสภาพแวดล้อมตะกอนน้ำพารูปพัด (Alluvial fan) และที่ราบน้ำท่วมถึง (Fluvial floodplain) และมีบางส่วนเป็นหนองและพื้นที่ชื้นแฉะเล็กน้อย หมวดหินน้ำพองนี้สามารถแยกออกจากกลุ่มหินภูธรินารายณ์ได้โดยใช้สีของชั้นหินเป็นตัวแบ่ง ซึ่งหินดินดานและหินทรายแป้งของหมวดหินน้ำพองตอนล่างนั้นจะมีสีน้ำตาลอมแดง และนอกจากนี้ถ้าใช้ข้อมูลของคลื่นไหวสะเทือนเป็นเกณฑ์ในการจำแนกจะพบว่ารูปแบบภายในของหมวดหินนี้จะแสดงลักษณะของ Parallel reflections ที่มีลักษณะแบบ Semicontinuous ถึง Discontinuous และ Parallel reflections ของหมวดหินน้ำพองตอนล่างยังแสดงลักษณะ Onlap วางตัวลงบนรอยไม่ต่อเนื่องอินโดซิเนียน 2 (Indosinian II Unconformity) อีกด้วย (Booth and Sattayarak, 2011)

1.2) หมวดหินน้ำพองตอนบน (Upper Nam Phong Formation)

หมวดหินส่วนนี้มีลักษณะการเรียงตัวจากตะกอนหยาบด้านล่างสู่ตะกอนละเอียดด้านบน (Finning upward sequence) ของหินทรายชั้นหนาและหินกรวดมน ส่วนตอนล่างของหมวดหินมีการตกสะสมตัวในสภาพแวดล้อมแบบทางน้ำ ในขณะที่ส่วนบนตกสะสมตัวในสภาพแวดล้อมแบบผสมระหว่างตะกอนน้ำพารูปพัดและตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึง (Alluvial-fluvial floodplain) กับระบบทางน้ำโค้งตัว (Booth and Sattayarak, 2011)

2) รอยไม่ต่อเนื่องอินโดซิเนียน 3 (Indosinian III Unconformity)

รอยไม่ต่อเนื่องนี้ถูกจำแนกโดย Racey and Goodall (2009) เป็นรอยไม่ต่อเนื่องที่เกิดขึ้นระหว่างหมวดหินน้ำพองตอนบนและหมวดหินน้ำพองตอนล่าง โดยเป็นการขาดหายไปเป็นช่วงเวลาประมาณ 45-50 ล้านปี ในช่วงยุคจูแรสซิกตอนต้นและตอนกลาง โดยในภาคตัดขวางของคลื่นไหวสะเทือนจะพบเป็นลักษณะของ Parallel reflections ที่แสดงลักษณะ Onlap ด้วยมุมต่ำ ๆ ที่เกิดขึ้นในระหว่างหมวดหินน้ำพองตอนล่างและหมวดหินน้ำพองตอนบน (Booth and Sattayarak, 2011)

3) หมวดหินภูกระดึง (Phu Kradung Formation)

Booth and Sattayarak (2011) ได้อธิบายไว้ว่าหมวดหินดังกล่าวเกิดจากลำดับการเรียงตัวจากตะกอนละเอียดด้านล่างสู่ตะกอนหยาบด้านบน (Coarsening upwards succession) ตะกอนเหล่านี้ตกสะสมตัวในสภาพแวดล้อมแบบตะกอนน้ำพา (Alluvial) และที่ราบน้ำท่วมถึง

(Fluvial floodplain) กับระบบทางน้ำโค้งตัว ประกอบด้วย หินโคลน หินทรายแป้งและหินทราย โดยเฉพาะอย่างยิ่งหินทรายจะค่อย ๆ มีความหนาเพิ่มขึ้นจากตอนล่างถึงตอนบน

4) หมวดหินพระวิหาร (Phra Wihan Formation)

หมวดหินนี้ประกอบด้วยหินทรายสีขาวที่มีชั้นหนาถึงชั้นหนามากแทรกสลับกับชั้นบาง ๆ ของหินโคลนสีน้ำตาลอมแดง หินทรายในหมวดหินนี้เกิดจากการสะสมตัวและตกตะกอนจากแม่น้ำแบบแม่น้ำประสานสาย โดยมีทิศทางของกระแสน้ำโบราณไหลไปทางทิศตะวันตก โดยมีการไหลของทางน้ำเข้าสู่แอ่งมาจากทั้งทิศเหนือ ทิศตะวันออกและทิศใต้ (Booth and Sattayarak, 2011)

5) หมวดหินเสาขัว (Sao Khua Formation)

หมวดหินนี้ประกอบด้วยหินโคลน หินทรายแป้งและหินทรายที่แสดงชั้นบางไปจนถึงชั้นหนา มีสีน้ำตาลแกมแดงถึงสีม่วงแกมสีน้ำตาลและสีเทาแกมเขียว เกิดจากการตกตะกอนและสะสมตัวจากทางน้ำแบบโค้งตัวและที่ราบน้ำท่วมถึง (Fluvial floodplain) (Booth and Sattayarak, 2011)

6) หมวดหินภูพาน (Phu Phan Formation)

หมวดหินนี้ประกอบด้วยชั้นของหินทรายสีขาวที่หนาจนถึงหนามากของ แทรกสลับกับหินทรายแป้งและหินโคลนสีน้ำตาลอมแดง ที่สะสมตัวในสภาพแวดล้อมทางน้ำแบบโค้งตัวถึง ทางน้ำแบบประสานสายในพื้นที่ ทิศทางของกระแสน้ำโบราณไหลไปทางทิศตะวันตก โดยมีการเข้าสู่แอ่งจากทิศเหนือ ทิศตะวันออกและทิศใต้ (Booth and Sattayarak, 2011)

7) หมวดหินโคกกรวด (Khok Kruat Formation)

หมวดหินนี้ประกอบด้วยหินทรายชั้นบางจนถึงชั้นหนาที่แทรกสลับกับหินโคลนและหินทรายแป้งสีแดงแกมม่วงถึงสีแดงแกมสีน้ำตาล ซึ่งตกตะกอนและสะสมตัวจากทางน้ำแบบโค้งตัวและที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain) รูปแบบนี้แสดงให้เห็นถึงความแตกต่างอย่างมากกับหินกลุ่มโคราชที่เหลืออยู่ซึ่งมีความหนาจากทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ และหนาน้อยลงไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ นอกจากนี้ Sattayarak และ Polachan (1990) ชี้ให้เห็นว่าลักษณะดังกล่าวเป็นผลมาจากการยกตัว การเอียงเท และการกัดกร่อน ในช่วงที่มีการเปลี่ยนลักษณะทางธรณีในยุคครีเทเชียสตอนกลาง

2.2.8 เหตุการณ์ช่วงครีเทเชียสตอนกลาง (Middle Cretaceous Event)

จากการยกตัวของเทือกเขาภูพานทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะทางธรณี (Sattayarak et al., 1991) ทำให้เกิดชั้นหินโค้งรูปประทุนคว่ำในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งเป็นช่วงเริ่มต้นของการตกตะกอนเป็นหมวดหินมหาสารคาม (Cooper et al., 1989) โดย Sattayarak et al. (1991) ได้ให้ความเห็นว่ารอยไม่ต่อเนื่องเชิงมุม (Angular unconformity) ที่ชั้นล่างสุดของหมวดหินมหาสารคามและการตกสะสมตัวของหินกลุ่มอีวาโพไรท์ (Evaporites) นั้นจริง ๆ แล้วจำจะเกิดขึ้นในช่วงยุคครีเทเชียสตอนกลางนี้

2.2.9 หมวดหินมหาสารคาม (Maha Sarakham Formation)

หมวดหินนี้เกี่ยวข้องกับการยกตัวในยุคครีเทเชียสตอนกลาง ทำให้หินกลุ่มอิวาโพไรท์ (Evaporites) ของหมวดหินมหาสารคามเกิดการตกตะกอน โดยส่วนใหญ่ประกอบด้วยแร่แฮไลต์และแร่แอนไฮไดรต์ ซึ่ง Utha-Aroon (1991) ยืนยันว่าเป็นตะกอนที่ตกตะกอนและสะสมตัวบนพื้นทวีป

2.2.10 หมวดหินภูทอก (Phu Tok Formation)

Sattayarak (1983) ได้อธิบายหมวดหินภูทอกไว้ว่าประกอบด้วยหินโคลนสีแดงอิฐถึงสีแดงแกมน้ำตาล กับหินทรายแป้งและหินทรายเนื้อละเอียดในตอนล่างซึ่งเกิดจากการสะสมตัวและตกตะกอนในสภาพแวดล้อมแบบทางน้ำที่มีพลังงานต่ำ ส่วนตอนบนนั้นประกอบไปด้วยชั้นทรายที่แสดงชั้นเฉียงระดับขนาดใหญ่ของสภาพแวดล้อมแบบการพัดพาโดนลม (Aeolian environment) อาจแสดงลักษณะสลัฟพื้นปลาอยู่ด้านข้างกับหมวดหินมหาสารคาม

2.2.11 การเกิดชั้นหินคดโค้งและการยกตัวของพื้นที่ยุคเทอร์เชียรี (Tertiary folding and uplift)

ชั้นหินคดโค้งขนาดใหญ่ของกลุ่มหินโคราชนั้นเริ่มเกิดกระบวนการดังกล่าวขึ้นในยุคเทอเทียรี (Tertiary) โดยเหตุการณ์นี้มีความสัมพันธ์กับรูปแบบของชั้นหินคดโค้งในยุคเทอเทียรีที่เกี่ยวข้องกับหมวดหินภูหินน้ำลาย (ยุคไทรแอสซิกตอนปลาย) กลุ่มหินสระบุรี (ยุคเพอร์โมคาร์บอนิเฟอรัส) รวมถึงรอยเลื่อนที่เกิดขึ้นในขณะเกิดเหตุการณ์อินโดจีนเนียน 1 ด้วย

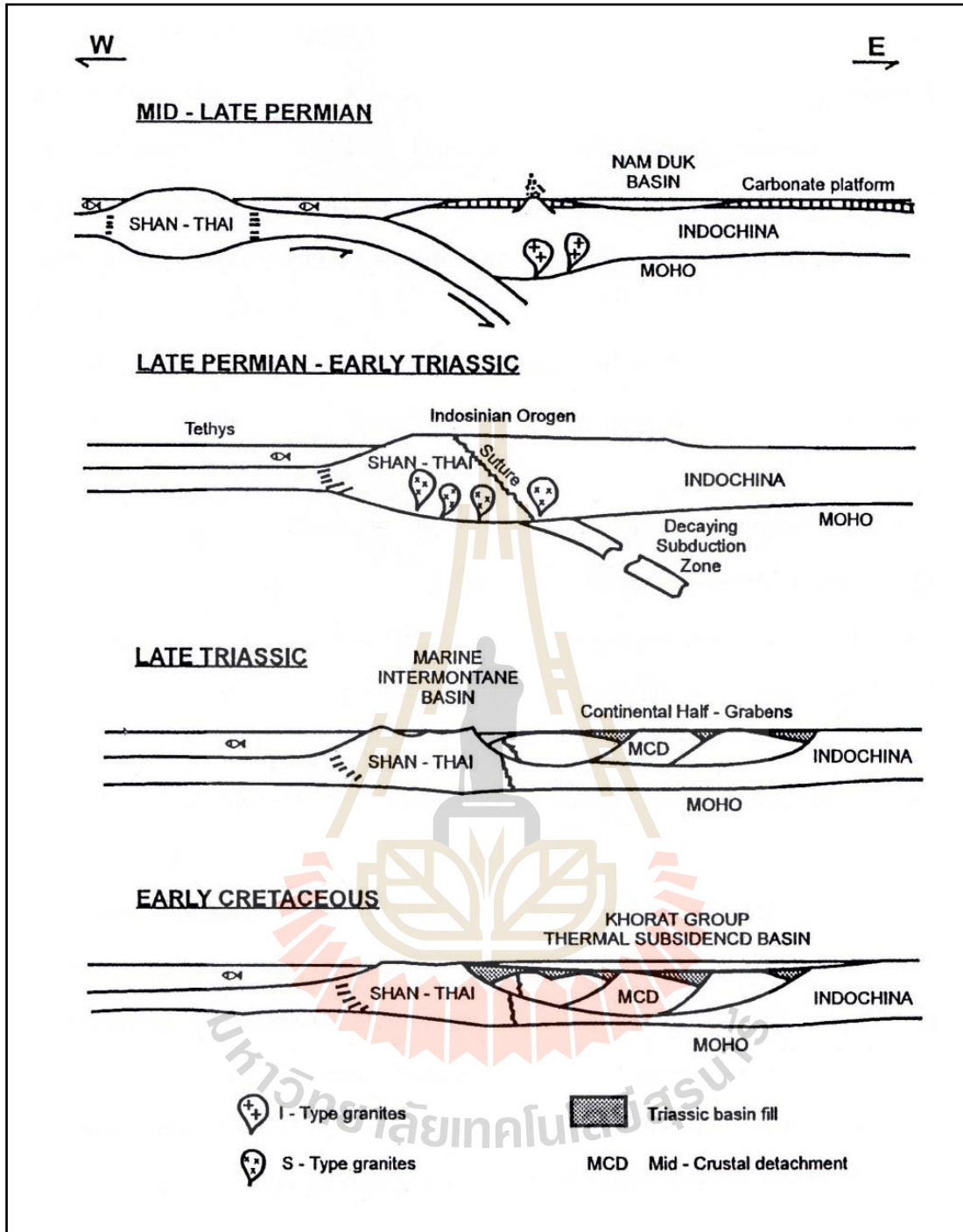
2.3 ธรณีวิทยาของหมวดหินห้วยหินลาด

หินโผล่ของหมวดหินห้วยหินลาดนั้นพบกระจายตัวอยู่บริเวณขอบทางด้านทิศตะวันตกเฉียงเหนือของที่ราบสูงโคราช ทิศตะวันตกของแนวเทือกเขาคดโค้งเลย-เพชรบูรณ์ Chonglakmani and Sattayarak (1978) ระบุไว้ว่าเป็นหินอายุไทรแอสซิกที่ไม่ได้เกิดในทะเล (Non-marine Triassic) ซึ่งวางตัวอยู่ส่วนล่างสุดของกลุ่มหินโคราช ต่อมา Booth and Sattayarak (2011) ได้นำหมวดหินห้วยหินลาดออกจากกลุ่มหินโคราช

ผลจากการชนกันของแผ่นซิบูมาซีหรือเรียกได้อีกอย่างว่าแผ่นฉานไทย (Shan-Thai) กับแผ่นอินโดจีนทำให้เกิดการยกตัวขึ้นของหินอายุเพอร์เมียนในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศ ไทย ซึ่งต่อมาหินอายุเพอร์เมียนและหินที่มีอายุแก่กว่าที่ถูกยกตัวขึ้นไปเป็นภูเขาสูงเหล่านี้ได้ถูกกัดเซาะทำลายและพัดพาตะกอนมาสะสมตัวอยู่ในบริเวณแอ่งๆ โดยชั้นหินตะกอนที่เกิดจากการกัดกร่อนของหินในยุคเพอร์เมียนและหินที่มีอายุมากกว่า (รูปที่ 2.3) ถูกให้ชื่อว่าหมวดหินห้วยหินลาด และหมวดหินห้วยหินลาดนี้ยังสามารถเรียกว่ากลุ่มหินภูหินน้ำลายด้วยเช่นกัน (Ridd et al., 2011) เนื่องจากในช่วงที่มีการเจาะหลุมสำรวจปิโตรเลียมในที่ราบสูงโคราชซึ่งนี้ถูกนำไปใช้เรียกชื่อลำดับชั้นหินที่อยู่ระหว่างรอยไม่ต่อเนื่องอินโดจีนเนียน 1 และ 2 ของยุคไทรแอสซิกตอนปลาย

Chonglakmani (2011) ได้รวบรวมข้อมูลของหมวดหินนี้และพิจารณาให้หมวดหินนี้อยู่ในช่วงอายุยุคไทรแอสซิกตอนปลาย (Norian) โดยใช้ข้อมูลของการศึกษาซากพืช (Kon'no and Asama, 1973) เช่น Pollen และ Spores (Haile, 1973) และ Conchostracans (Kobayashi, 1975)) โดย Haile (1973) ได้พบ Palynomorph เหล่านี้ในหมวดหินน้ำผึ้งซึ่งสามารถเทียบเคียงได้กับหมวดหินห้วยหินลาดและจัดให้อยู่ในอายุคาร์เนียนถึงนอเรียน (Carnian - Norian) นอกจากนี้ Racey et al, (1996) ยังได้ทำการศึกษาถึงลำดับขั้นต่ำ (Taxa) ของ Palynomorph เหล่านี้และคิดว่ามันเก่าไปเพราะขาดหลักฐานอายุเรเนียน (Rhetian marker taxa) อย่างไรก็ตามหมวดหินนี้ถูกยืนยันว่าอยู่ในช่วงยุคไทรแอสซิกตอนปลายในอายุนอเรียน (Norian age) โดยการอ้างอิงจากซากสัตว์มีกระดูกสันหลังที่มีอายุนอเรียนที่พบในหมวดหินนี้





รูปที่ 2.3 วิวัฒนาการของหมวดหินลัดในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ (คัดลอกจาก Cooper et al., 1989)

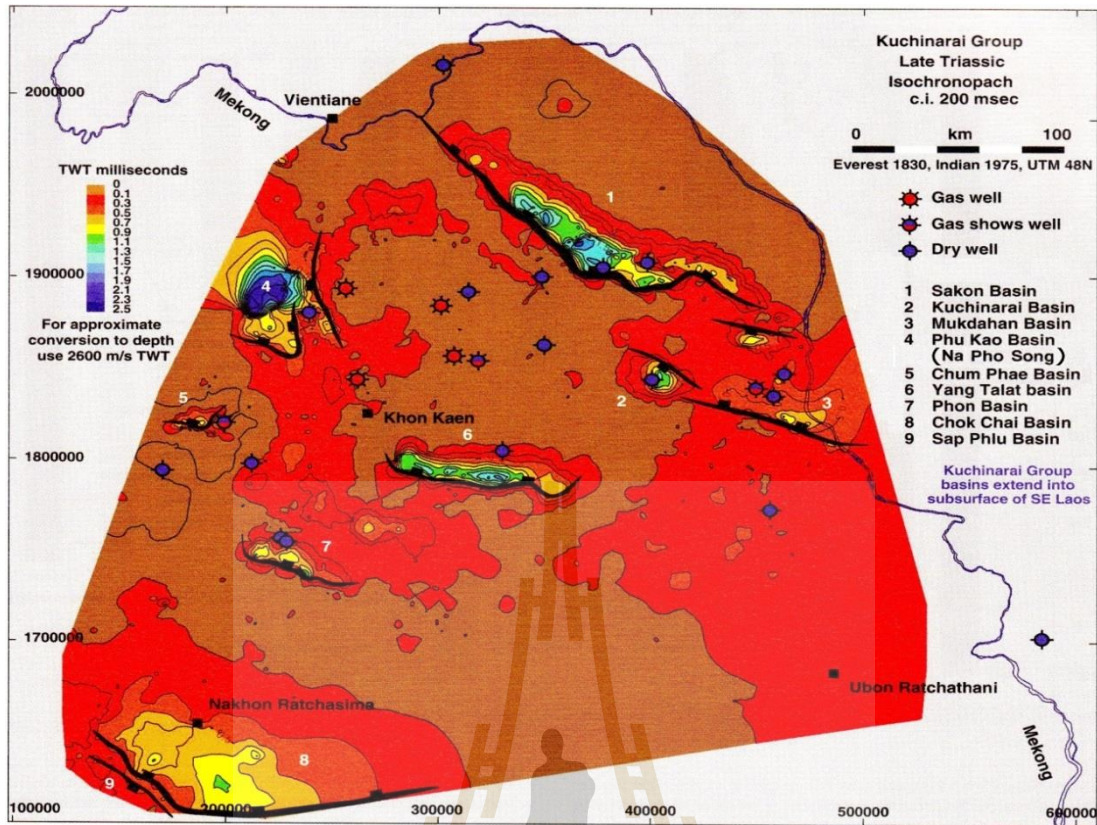
Booth and Sattayarak (2011) ได้ใช้ข้อมูลจากการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนทั่วทั้งภาคตะวันออกเฉียงเหนือและได้จัดทำแผนที่การกระจายตัวของแอ่งสะสมตะกอนของหมวดหินห้วยหินลาดได้ดังแสดงไว้ในรูปที่ 2.4 แอ่งเหล่านี้ประกอบด้วยตะกอนที่มีความหนาตั้งแต่ 2.5 กิโลเมตร ถึง

มากกว่า 6.5 กิโลเมตร โดยเกือบทั้งหมดของแอ่งเหล่านี้มีรูปร่างเป็นแบบกึ่งกราเบน (Half-graben) ซึ่งเป็นผลจากการเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนขนาดใหญ่ที่วางตัวอยู่เกือบอยู่ในแนวทิศตะวันตก-ตะวันออก โดยแอ่งที่เป็นแอ่งหลัก คือ แอ่งภูเก้าและแอ่งโชคชัยซึ่งมีรูปร่างที่ซับซ้อนโดยมีรอยเลื่อนเป็นตัวควบคุม

จากข้อมูลหลุมเจาะและข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนทำให้เข้าใจการกระจายตัวของหมวดหินห้วยหินลาดใต้ผิวดินและการขยายตัวของหมวดหินห้วยหินลาดได้มากยิ่งขึ้น โดยแอ่งที่ใหญ่ที่สุดตั้งอยู่ทางตะวันตกเฉียงเหนือของที่ราบสูงโคราช ซึ่งแสดงให้เห็นว่าน่าจะมีแอ่งและพื้นที่เพิ่มเติมที่น่าจะถูกนำมาประเมินศักยภาพในการเป็นแหล่งปิโตรเลียมได้ จากแผนที่พบว่าหินไทรแอสซิกตอนปลาย (Norian Triassic) นั้นมีการกระจายตัวตามขอบของที่ราบสูงโคราช (แอ่งซับพลูและแอ่งนาพอสอง) ดังแสดงในรูปที่ 2.4 ซึ่งติดต่อกับแอ่งในยุคเพอร์เมียน และหินหมวดหินห้วยหินลาดที่โพลีบริเวณแอ่งซับพลูนั้นพบว่าเป็นการเชื่อมกันของสองแอ่ง คือทั้งแอ่งซับพลูและแอ่งโชคชัย ซึ่งในช่วงสุดท้ายของการสะสมตะกอน (Post-rift sequences) มีการเชื่อมต่อกันทำให้หมวดหินห้วยหินลาดตอนบนของทั้งสองแอ่งเป็นชุดเดียวกัน นอกจากนี้ลำดับชั้นหินตอนบนอาจแสดงการสะสมตัวในแอ่ง(ผสม) ขนาดใหญ่

จากรูปที่ 2.4 พบว่าแอ่งฯ มีการวางตัวในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ โดยด้านที่มีพลังนั้นถูกควบคุมโดยรอยเลื่อนปกติฐานโค้ง (Listric normal fault) ในบริเวณทิศตะวันออกเฉียงเหนือที่เอียงเทไปทางทิศตะวันตก โดยหินกรวดมนฐาน (Basal conglomerate) ชั้นหนาถูกพบว่าวางตัวเป็นชั้นไม่ต่อเนื่องบนชั้นหินในอายุยุคเพอร์เมียน ลำดับต่อมาตามด้วยหินทรายที่เกิดจากทางน้ำ (Fluvial sandstone) ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงทางด้านข้างจนเป็นทรายที่เกิดระหว่างรอยต่อของทางน้ำกับทะเลสาบ (Fluvio-lacustrine sands) ที่มีการสลับปนปลากับหินดินดานที่เกิดในทะเลสาบ (Lacustrine shale) ต่อมาหินดินดานสีเทาเข้มและหินปูนเนื้อโคลนตกสะสมตัวปิดทับโดยตะกอนทางน้ำไม่สามารถมองเห็นได้ในบริเวณนี้

หมวดหินห้วยหินลาดที่ปรากฏบริเวณขอบทางด้านทิศตะวันตกเฉียงใต้ของที่ราบสูงโคราชวางตัวไม่ต่อเนื่องกับหินในยุคเพอร์เมียนและหินที่มีอายุแก่กว่า และวางตัวไม่ต่อเนื่องอยู่ที่หมวดหินน้ำพองซึ่งสามารถแบ่งได้เป็น 5 หมู่หิน คือ หมู่หินโพไฮ หมู่หินกรวดสามแควน หมู่หินดาตฟ้า หมู่หินภูสี และหมู่หินอิหม้อ ตามลำดับ



รูปที่ 2.4 แผนที่ Isochronopach ของหมวดหินห้วยหินลาดหรือกลุ่มหินภูฉินารายณ์ที่แสดงการกระจายตัวในแอ่งกึ่งกราเบน (Half-graben) (คัดลอกจาก Booth and Sattayarak, 2011)

บทที่ 3

วิธีการศึกษา

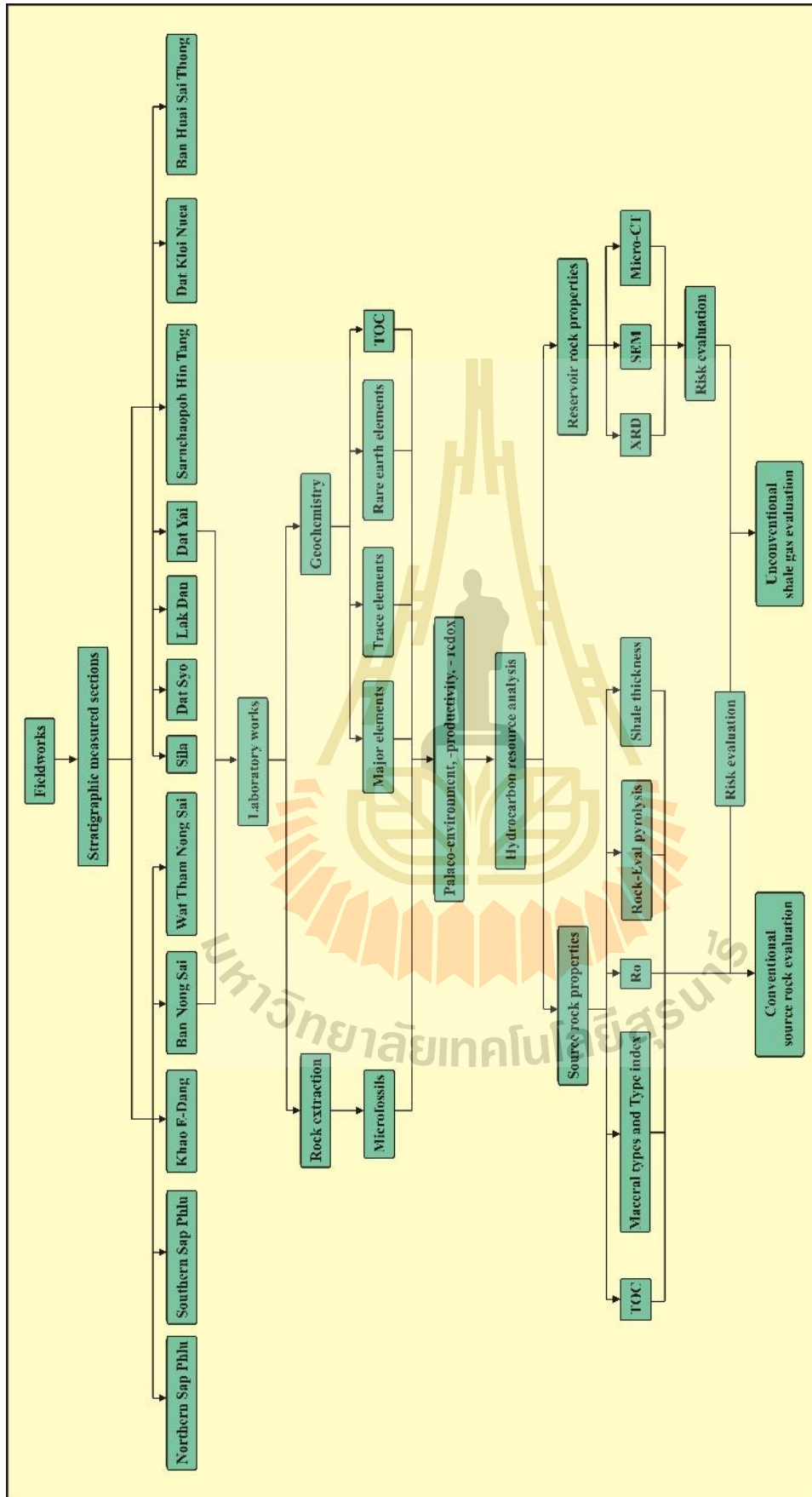
ในบทนี้จะได้อธิบายถึงวิธีการที่ใช้ในการศึกษาสำหรับงานวิจัยนี้ ซึ่งได้สรุปไว้ดังที่แสดงไว้ในรูปที่ 3.1 โดยประกอบไปด้วยการศึกษาการทำงานภาคสนามเพื่อศึกษาลำดับชั้นหิน การสกัดซากบรรพชีวิน การวิเคราะห์ธรณีเคมีและการวิเคราะห์ทางกายภาพของตัวอย่างหินดินดานที่เก็บมาจากภาคสนาม

3.1 การศึกษาภาคสนามเพื่อศึกษาลำดับชั้นหิน

การศึกษาภาคสนามเพื่อศึกษาลำดับชั้นหินที่เลือกมาทำการศึกษาได้ดำเนินการในบริเวณพื้นที่ศึกษาที่มีหินโผล่ที่น่าสนใจและเลือกไว้เป็นเป้าหมาย การดำเนินการศึกษา นั้นประกอบไปด้วยการจำแนกชนิดของหินโผล่ที่พบ การวัดค่าความหนาและค่าการวางตัวของชั้นหินที่พบ ถ่ายภาพและทำการเก็บตัวอย่างหินสดจากบริเวณหินโผล่ที่ทำการศึกษาเพื่อนำไปใช้ในการศึกษาทางธรณีเคมี และทำการศึกษาซากบรรพชีวินต่าง ๆ ที่อาจพบและสามารถนำไปใช้ในการกำหนดอายุของชั้นหินต่อไป

3.2 การสกัดซากบรรพชีวินขนาดเล็ก (Microfossil extraction)

การศึกษาซากบรรพชีวินขนาดเล็กจากชั้นหิน ซึ่งประกอบไปด้วย สปอร์ เรณู อคริทาร์ช (Acritarchs) และสาหร่ายสีเขียวแกมน้ำเงิน ฯลฯ และการศึกษาเรณูสัญญาณ (Phytoclast และ Inertinite) ซึ่งเป็นซากของสิ่งมีชีวิตในอดีตที่ถูกเก็บรักษาไว้ในชั้นหินขณะที่มีการสะสมตัวของตะกอนสามารถใช้เป็นตัวชี้วัดที่สำคัญที่บ่งถึงสภาพแวดล้อมในอดีตได้แม้ว่าส่วนใหญ่จะถูกพัดพาออกจากบริเวณที่อาศัยอยู่ และเป็นตัวชี้วัดที่ค่อนข้างเด่นชัดของช่วงเวลาของการสะสมตัวของตะกอนในอดีต (Lewis และ McConchie, 1937) ในการศึกษาครั้งนี้ตัวอย่างซากสิ่งมีชีวิตขนาดเล็กเหล่านี้ได้ถูกนำมาทำการศึกษาและวิเคราะห์โดยใช้กล้องจุลทรรศน์ Leica DM550 B (รูปที่ 3.2) ที่ห้องปฏิบัติการของ State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan) ประเทศจีน



รูปที่ 3.1 แผนภูมิแสดงวิธีการศึกษาการประเมินศักยภาพของหินดินดานของภาคตัดขวางหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่ หมวดหินห้วยหินลาด

3.2.1 กระบวนการสกัดซากสิ่งมีชีวิตขนาดเล็ก

3.2.1.1 ทูบตัวอย่างหินที่จะทำการศึกษาให้มีขนาดเท่าเม็ดถั่ว (ถ้าตัวอย่างหินดังกล่าวมีปริมาณแร่ดินสูงสามารถทุบให้มีขนาดใหญ่กว่าได้) นำตัวอย่างที่ทุบแล้ว 50 กรัม ของแต่ละชั้นนำไปใส่ในบีกเกอร์พลาสติกขนาด 1000 มิลลิลิตร พร้อมกับเม็ด *Lycopodium spore* ที่รู้จำนวนสปอร์เพื่อใช้สำหรับการนับจำนวนซากสิ่งมีชีวิต

3.2.1.2 เติมกรดไฮโดรคลอริก 500 มิลลิลิตร อย่างช้า ๆ ทำการคนให้สารละลายสัมผัสกับตัวอย่างหินให้ทั่ว รอให้ตัวอย่างบางส่วนละลาย 3-4 วัน จากนั้นใส่น้ำกลั่นลงในบีกเกอร์แล้วเทออกเพื่อล้างความเป็นกรดในบีกเกอร์ ล้างด้วยน้ำกลั่น 3-4 ครั้ง โดยจะต้องระวังอย่าให้เศษหินที่ละลายแล้วผสมออกมา

3.2.1.3 เติมกรดไฮโดรฟลูออริก 500 มิลลิลิตร คนให้ตัวอย่างหินสัมผัสกับกรดอย่างทั่วถึง และจะต้องทำการคนทุก ๆ 4-5 ชั่วโมงจนกว่าหินตัวอย่างจะละลายหมดและหลังจากที่หินตัวอย่างละลายหมดให้ทำความสะอาดตัวอย่างดังกล่าวเหมือนกับขั้นตอนที่ 2

3.2.1.4 นำตัวอย่างที่จากขั้นตอนที่ 3 ไปบรรจุในหลอดเหวี่ยงขนาดใหญ่แล้วนำไปใส่เครื่องเหวี่ยง โดยจะใช้เวลาประมาณ 5-10 นาที หลังจากการหมุนเหวี่ยงเสร็จจึงรินให้น้ำด้านบนออกแล้ววางคว่ำลงตรงบนโต๊ะและรอให้แห้ง (1 วัน)

3.2.1.5 เติมสารละลาย (ความถ่วงจำเพาะประมาณ 2.2) ที่เตรียมไว้ ในอัตราส่วน 1:1 แล้วทำการคนให้เข้ากัน แล้วนำไปบรรจุในเครื่องเหวี่ยงแล้วเหวี่ยงประมาณ 20 นาที จากนั้นเทส่วนบนของหลอดเหวี่ยงใหญ่ลงในหลอดทดลองเล็กแล้วเติมสารละลายกรดออกซิดิกความเข้มข้น 5% รอ 1 วัน ให้สารแขวนลอยในหลอดตกตะกอน

3.2.1.6 เทส่วนบนของหลอดออกให้เหลือเฉพาะตะกอนภายในหลอดแล้วให้นำไปเหวี่ยงอีกครั้งประมาณ 5-10 นาที แล้วทำความสะอาดตะกอนเช่นเดียวกันกับขั้นตอนที่ 2 แล้วนำไปวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์

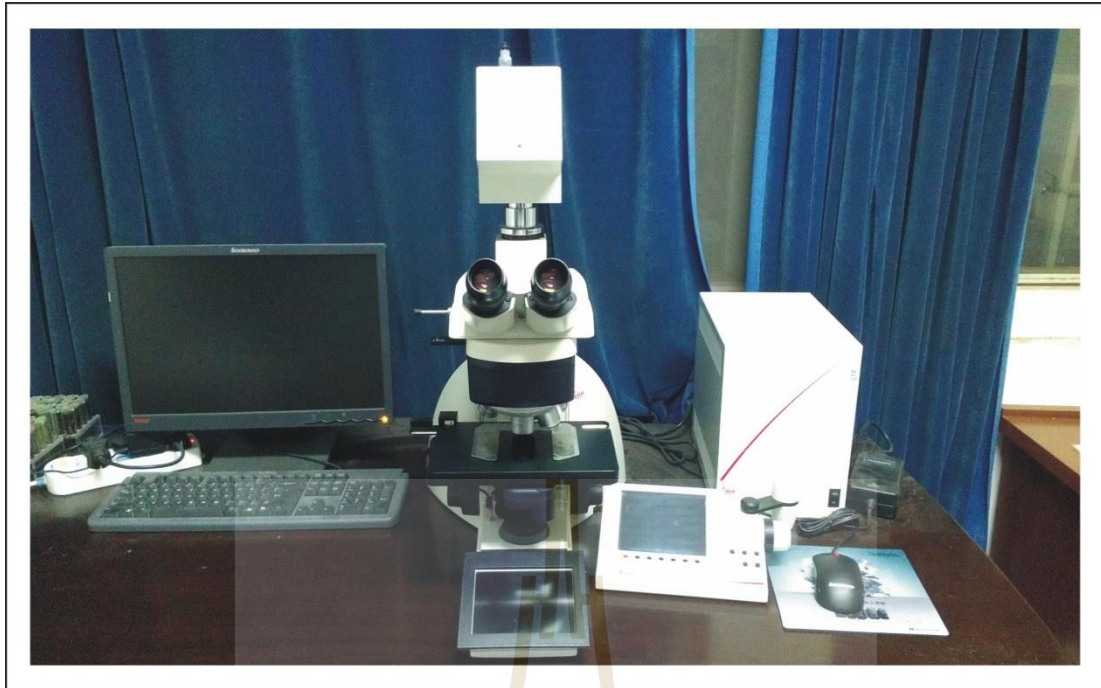
3.2.2 การเตรียมสารละลาย

3.2.2.1 สารเคมีใช้สำหรับเตรียมสารละลายในการสกัดซากบรรพชีวินขนาดเล็ก คือ HI, Zn และ KI

3.2.2.2 ชั่ง Zn ให้มีน้ำหนัก 80-100 กรัม ลงในหม้อ แล้วใส่ HI เพิ่ม 500 มิลลิลิตร ที่อุณหภูมิประมาณ 12 ชั่วโมง จนกว่าสารละลายจะเข้ากันสมบูรณ์

3.2.2.3 เติม KI ปริมาณ 500 กรัม แล้วคนให้ละลายเข้ากันและวัดความถ่วงจำเพาะของสารละลายให้ได้ 2.2 ตามต้องการ

3.2.2.4 กรองสารละลายด้วยกระดาษกรองแล้วเก็บไว้ในภาชนะเพื่อไม่ให้เกิดการปนเปื้อน



รูปที่ 3.2 กล้องจุลทรรศน์ Leica DM550 B ใช้สำหรับการวิเคราะห์ซากบรรพชีวินขนาดเล็ก

3.3 การวิเคราะห์ทางธรณีเคมี

การวิเคราะห์ธรณีเคมีถูกนำมาใช้ในการศึกษาครั้งนี้ก็เพื่อจะนำผลการวิเคราะห์มาอธิบายถึงประวัติการสะสมตัวของหินในขณะที่มีการสะสมตัวของตะกอน โดยได้แบ่งออกเป็น 3 ส่วน คือการวิเคราะห์ธาตุหลัก แร่ประกอบหิน และไฮโดรคาร์บอน โดยทั่วไปนั้นองค์ประกอบของตะกอนจะถูกควบคุมด้วยปัจจัยที่ซับซ้อนจำนวนมาก แม้ว่าเศษตะกอนจากแหล่งต่าง ๆ จะถูกขัดขวาง เนื่องจากเส้นทางของตะกอนหินที่จะถูกพัดพาไปยังแม่น้ำนั้นประกอบด้วยหลายขั้นตอน ได้แก่การเคลื่อนไหวเปลือกโลก สภาพดินฟ้าอากาศ การกัดเซาะ การพัดพาและการสะสมตัว อย่างไรก็ตาม การหาสภาวะแวดล้อมในอดีต สภาวะการผลิตในอดีต สภาวะรีด็อกซ์ในอดีต สภาวะการสะสมตัว คุณภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม สภาวะการได้ที่และศักยภาพการเป็นแหล่งปิโตรเลียม ซึ่งปัจจัยเหล่านี้สามารถพิจารณาได้จากการตรวจวัดธาตุที่ตกสะสมตัวและเกิดขึ้นในชั้นหิน ข้อมูลธรณีเคมีในแต่ละชั้นหินนั้นจะมีความแตกต่างกันไปเนื่องจากสภาพแวดล้อมและปัจจัยอื่น ๆ เป็นตัวกำหนด

การเตรียมตัวอย่างเพื่อนำมาศึกษาทางด้านธรณีเคมีกระทำได้โดยการตัดแต่งพื้นผิวที่ผุกร่อนออก จากนั้นทำการทุบเป็นก้อนหินขนาดเล็ก ตัวอย่างหินก้อนเล็ก ๆ เหล่านี้ถูกนำไปใส่ในเครื่องบดและทำการร่อนผ่านตะแกรงเบอร์ 200

3.3.1 การวิเคราะห์ธาตุ

ธาตุหลัก (Major) ธาตุร่องรอย (Trace) และธาตุหายาก (Rare earth elements) จะถูกพัดพาเข้าไปสะสมตัวในแอ่งสะสมตะกอนและถูกเก็บรักษาไว้ในชั้นหิน ปริมาณของธาตุเหล่านี้ในหินดินดานสามารถนำมาใช้อธิบายสภาพแวดล้อมในอดีต การผลิตในอดีต สภาพแวดล้อมในอดีตและสภาพการสะสมตัวของหินดินดานในอดีตได้ Van der Weijden (2002) ได้ใช้ค่ามาตรฐานของธาตุอลูมิเนียม โดยความเข้มข้นของค่ามาตรฐานของอลูมิเนียมถูกนำมาใช้กำหนดระดับสถานะการได้ที่ของธาตุในตะกอนและหินตะกอน ค่ามาตรฐานของแร่อลูมิเนียมสามารถนำมาใช้เป็นตัวชี้วัดสัดส่วนของกลุ่มแร่อลูมิเนียมซิลิเกตในหินตะกอน ซึ่งเป็นกลุ่มแร่ที่มีความต้านทานสูงจึงไม่แปรสภาพในช่วงหลังการสะสมตัวของตะกอน (Diagenesis) (Brumsack, 1989 Calvert และ Pederson, 1993; Morford and Emerson, 1999; Piper and Perkins, 2004; Tribovillard et al. 2006) และองค์ประกอบของธาตุเหล่านี้ยังสามารถใช้ในการระบุได้ด้วยว่าแหล่งกำเนิดของธาตุเหล่านี้ถูกสร้างขึ้นจากแหล่งใด โดยใช้แผนภาพสามเหลี่ยม Al-Fe-Mn และใช้การเทียบค่ากับค่ามาตรฐานของหินดินดานของ PAAS (Post-Archean Australian Shales) โดย Taylor and McLennan (1985)

3.3.1.1 การวิเคราะห์ธาตุหลัก

1) วิธีการวิเคราะห์

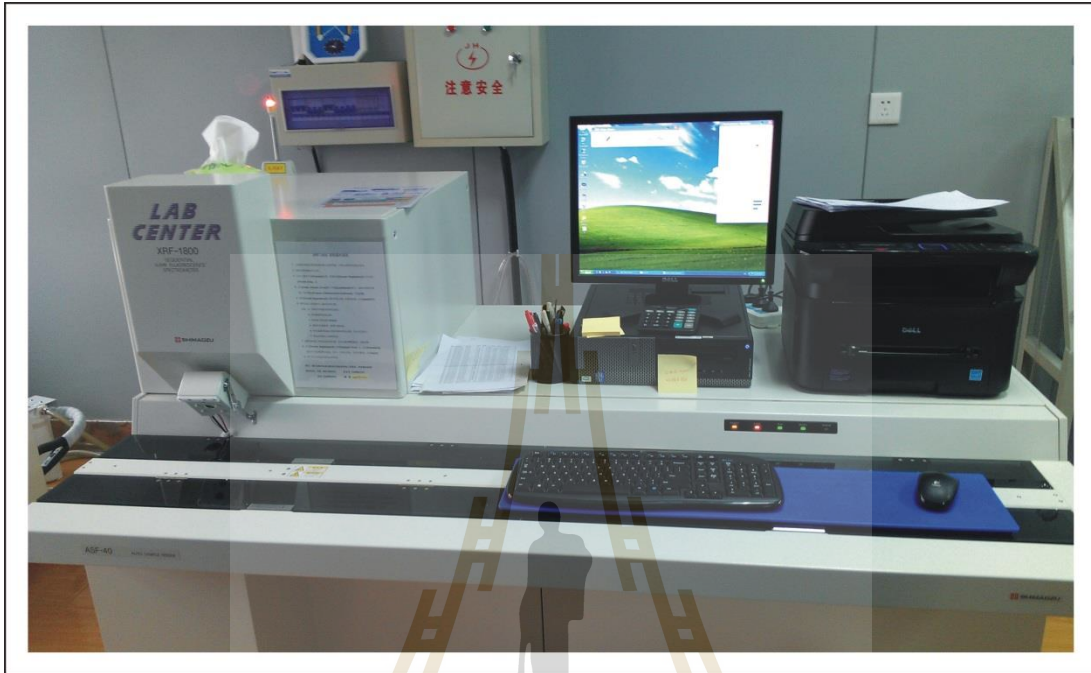
องค์ประกอบของธาตุหลัก (Major element) คือองค์ประกอบของธาตุในตัวอย่างที่มีความเข้มข้นเฉลี่ยมากกว่า 100 ppm หรือ 100 ไมโครกรัมต่อกรัม หรือ มีค่ามากกว่า 0.1% ขององค์ประกอบหินทั้งหมดซึ่งส่วนใหญ่ประกอบด้วย SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O และ P_2O_5 ปริมาณของธาตุเหล่านี้สามารถวัดได้จากการผสมสารตัวอย่างแล้วหลอมเป็นแผ่นแก้วแล้วนำไปวิเคราะห์โดยใช้หลักการวิเคราะห์ทางด้าน X-ray fluorescence (XRF) ด้วยเครื่อง XRF-1800 (รูปที่ 3.3) ที่ห้องปฏิบัติการของ State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan) และที่ห้องปฏิบัติการของศูนย์เครื่องมือพื้นฐาน 10 มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี ซึ่งการเตรียมตัวอย่างเพื่อทำการวิเคราะห์ XRF นั้นได้ใช้วิธีการของ Norrish และ Hutton (1969) ซึ่งมีขั้นตอนดังนี้

2) การเตรียมตัวอย่าง

2.1) นำผงหินที่เตรียมไว้ (ที่ผ่านการบดและร่อนผ่านตะแกรงเบอร์ 200 แล้ว) ไปอบให้แห้งโดยเก็บไว้ในเตาอบที่อุณหภูมิ 105 องศาเซลเซียส เป็นเวลา 4 ชั่วโมง แล้วล้างให้สะอาดด้วยน้ำบริสุทธิ์และทิ้งไว้ให้แห้ง

2.2) ตัวอย่างและสารประกอบถูกชั่งน้ำหนัก 0.7000 ± 0.0005 กรัม และ 5.0000 ± 0.0005 กรัม ตามลำดับ ผสมในเบ้าหลอมเซรามิกและเทลงในเบ้าหลอม Pt-Au ในเตาหลอมความถี่สูงเพื่อทำให้เป็นแผ่นแก้วที่สมบูรณ์ แล้วหยดสาร LiBr ความเข้มข้น 0.15 กรัม/มิลลิลิตร จำนวน 10 หยด

2.3) รอให้ตัวอย่างทดสอบละลายแล้วเทลงในแม่พิมพ์และเขย่าให้ผิวหน้าเรียบ เมื่อเย็นลงแผ่นแก้วที่ผสมผงของหินตัวอย่างจะถูกนำไปวิเคราะห์เพื่อหาค่าองค์ประกอบหลักธาตุในลำดับต่อไป



รูปที่ 3.3 เครื่อง XRF-1800 XRF-1800

3.3.1.2 การวิเคราะห์ธาตุร่องรอยและธาตุหายาก

1) วิธีการวิเคราะห์

ธาตุร่องรอย (Trace element) คือ ธาตุในตัวอย่างหินที่มีความเข้มข้นเฉลี่ยไม่เกิน 100 ppm หรือ 100 ไมโครกรัม/กรัม หรือ น้อยกว่า 0.1% ขององค์ประกอบหินทั้งหมด ส่วนธาตุหายาก (Rare earth elements) นั้นประกอบไปด้วยธาตุ 17 ธาตุ คือ Scandium, Yttrium, Lanthanides of Lanthanum, Cerium, Praseodymium, Neodymium, Promethium, Samarium, Europium, Gadolinium, Terbium, Dysprosium, Holmium, Erbium, Thulium, Ytterbium และ Lutetium ในการศึกษาคั้งนี้ธาตุร่องรอยและธาตุหายากได้ถูกวิเคราะห์ด้วยเครื่อง Inductively Coupled Plasma mass spectrometry (ICP-MS) ที่ห้องปฏิบัติการของภาควิชา Biology and Environmental Geology, China University of Geosciences (Wuhan) และที่ห้องปฏิบัติการของ Wuhan Comprehensive Rock and Mineral Analysis Center มหาวิทยาลัยอู่ฮั่น ประเทศจีน

2) การเตรียมตัวอย่าง

- 2.1) ทำการบดตัวอย่างหินให้เป็นผง ร่อนผ่านตะแกรงเบอร์ 200 และชั่งน้ำหนัก 50 มิลลิกรัม ใส่ตัวอย่างลงในภาชนะเทฟลอนใส่ตัวอย่าง
- 2.2) เติมน้ำกลั่นลงในผงตัวอย่างหินแล้วตามด้วยการเติม HNO_3 1 มิลลิลิตร และไฮโครคลอริก
- 2.3) ทำการปิดฝาให้สนิทแล้วอุ่นที่ 190 องศาเซลเซียส ในเตาอบเป็นเวลา 48 ชั่วโมง
- 2.4) หลังจากตัวอย่างเย็นตัวลง แล้วนำไปใส่ในเตาอบที่อุณหภูมิ 115 องศาเซลเซียส ทำการเติม HNO_3 1 มิลลิลิตร แล้วจากนั้นนำไปใส่ตู้อบเป็นครั้งที่ 2
- 2.5) เติม HNO_3 ความเข้มข้น 30% ปริมาณ 3 ml ลงในตัวอย่างทดสอบแล้วอุ่นไว้ที่อุณหภูมิ 190 °C เป็นเวลา 12 ชั่วโมง
- 2.6) สูดท้ายเตสสารละลายที่ได้จากกระบวนการข้างต้นถูกถ่ายโอนไปยังขวดพลาสติกและทำให้เจือจางให้มีปริมาณ 100 กรัม แล้ว ทำการผสมเข้ากับ HNO_3 ความเข้มข้น 2% แล้วนำไปใช้สำหรับการวิเคราะห์ ICP-MS ในลำดับต่อไป

3.3.2 การวิเคราะห์แร่ประกอบหิน

1) วิธีการวิเคราะห์

ในการศึกษาครั้งนี้ได้ใช้เทคนิคการเลี้ยวเบนของรังสีเอ็กซ์ (X-ray diffraction, XRD) ซึ่งเป็นวิธีที่ใช้กันอย่างแพร่หลายในการระบุแร่โดยเฉพาะอย่างยิ่งสำหรับแร่ที่มีขนาดเล็กมาก นอกเหนือไปจากการใช้ตาเปล่าและกล้องจุลทรรศน์ในการจำแนก ซึ่งนอกจากสามารถระบุชนิดแร่ประกอบได้แล้วการศึกษาโดยใช้เทคนิค XRD นั้นยังสามารถให้ข้อมูลเกี่ยวกับระดับความผิดปกติของแร่ ขนาดผลึกแร่และลักษณะอื่น ๆ ของแร่ได้อีกด้วย โดยเทคนิค XRD สามารถใช้ร่วมกับเครื่องมือวิเคราะห์อื่น ๆ เพื่อให้ได้ข้อมูลอื่น ๆ ของแร่ (Veblen et al., 1990; Lewis and McConchie, 1937) การวิเคราะห์แร่สามารถนำไปใช้ในการอธิบายแร่ประกอบหินของหินตัวอย่างได้

กลุ่มของแร่ที่พบส่วนใหญ่ในหินตัวอย่างจะทำให้เราทราบถึงคุณสมบัติทางกายภาพ และพฤติกรรมของหิน ลักษณะเหล่านี้ทำให้เราสามารถคาดเดาคุณสมบัติเบื้องต้นของการเป็นหินกักเก็บปิโตรเลียมที่สามารถทำให้เกิดรอยแตกภายในโครงสร้าง คุณสมบัติเหล่านี้เกิดขึ้นจากเหตุการณ์ธรรมชาติจากกระบวนการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกและการทำให้เกิดรอยแตกขณะทำการเจาะหลุมปิโตรเลียม ยิ่งถ้าในชั้นหินมีแร่กลุ่มซิลิกาสูงยิ่งทำให้ชั้นหินดังกล่าวมีความเปราะที่สามารถทำให้เกิดการแตกมากยิ่งขึ้นจากทั้งกระบวนการทางธรรมชาติและกระบวนการทำให้เกิดรอยแตกจากกระบวนการอื่น ๆ ในการศึกษาครั้งนี้ได้ดำเนินการวิเคราะห์แร่ประกอบของตัวอย่างหินโดยใช้เทคนิค XRD ด้วยเครื่อง X'Pert PRO Dy 2198 (ภาพที่ 3.4) ที่ห้องปฏิบัติการของ State Key Laboratory of

Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan)
และที่ศูนย์เครื่องมือวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

2) การเตรียมตัวอย่าง

การเตรียมตัวอย่างๆ เพื่อที่จะนำไปศึกษาด้วยเทคนิค XRD เป็นดังนี้ (Lewis and McConchie, 1937)

2.1) ตัวอย่างที่จะต้องเตรียมสำหรับการวิเคราะห์การศึกษาการเลี้ยวเบนของรังสีเอกซ์จะต้องมีลักษณะเป็นผงและต้องมีละเอียดย่น้อยกว่า 5 ไมครอน และเป็นเนื้อเดียวกันอย่างสมบูรณ์

2.2) นำผงหินที่จะทำการศึกษาที่เตรียมไว้พร้อมแล้วป้ายเป็นแผ่นบาง ๆ โดยการผสมตัวอย่างกับแอลกอฮอล์เล็กน้อยบนแผ่นสไลด์ (ครึ่งแผ่น) หรือบรรจุลงในหลุมลึก 2 มิลลิเมตร แล้วนำไปบรรจุในเครื่องวิเคราะห์



รูปที่ 3.4 เครื่อง X'Pert PRO Dy 2198

3.3.3 การวิเคราะห์ไฮโดรคาร์บอน

3.3.3.1 คาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (Total Organic Carbon, TOC)

1) วิธีการวิเคราะห์

หลักการวิเคราะห์คาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดถูกนำมาใช้เพื่อวิเคราะห์หาความเข้มข้นของคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในตะกอนหรือในตัวอย่างดินและสารอินทรีย์จากการถูกย่อยสลายโดยสารละลายไฮโดรคลอริก การประเมินปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทำได้โดยการวัดการสูญเสียน้ำหนักเมื่ออุณหภูมิสูงกว่า 550 องศาเซลเซียส โดยสารอินทรีย์จะมีการเปลี่ยนแปลงระหว่างอุณหภูมิ 450-550 องศาเซลเซียส (Lewis and McConchie, 1937) ในการศึกษาครั้งนี้ตัวอย่างหินได้รับการวิเคราะห์ค่า TOC โดยใช้เครื่อง Liqui TOC (รูปที่ 3.5) ที่ห้องปฏิบัติการ State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences (Wuhan) ประเทศจีน

2) การเตรียมตัวอย่าง

2.1) บดตัวอย่างหินให้เป็นผงแล้วชั่งน้ำหนัก 100 มิลลิกรัม นำไปใส่ในขวดรูปชมพู่ขนาด 100 มิลลิลิตร และผสมน้ำเล็กน้อย จากนั้นหยดสารละลายกรดไฮโดรคลอริกความเข้มข้น 0.1 โมล/ลิตร ปริมาณ 10 มิลลิลิตร เพื่อกำจัดคาร์บอนอนินทรีย์โดยเฉพาะแร่คาร์บอเนตในหินตัวอย่าง

2.2) นำตัวอย่างที่ผสมแล้วนำมาใส่ในอ่างที่มีอุณหภูมิ 80 องศาเซลเซียส แล้วทำการอุ่นเป็นเวลา 15-20 นาที จากนั้นทำการย้ายไปใส่ในหลอดเหวี่ยงขนาด 50 มิลลิลิตรแล้วทำการเหวี่ยงเพื่อให้แยกชั้น

2.3) เมื่อเหวี่ยงเรียบร้อยแล้วให้เทของเหลวส่วนบนออกแล้วเติมน้ำ 50 มิลลิลิตร ทำการคนให้ตัวอย่างและน้ำผสมกันแล้วทำการเหวี่ยงอีกครั้ง โดยตะกอนที่เหลือ (หลังจากเทของเหลวด้านบนออกแล้ว) นำไปอบให้แห้งที่อุณหภูมิ 80 องศาเซลเซียส และบดเป็นผงสำหรับเข้าเตาเผาไหม้ในลำดับถัดไป

2.4) ตัวอย่างผงแห้งจากขั้นตอนที่ 3 ถูกนำไปเผาที่เตาเผาไหม้ด้วยอุณหภูมิประมาณ 960-970 องศาเซลเซียส เนื่องจากสารอินทรีย์ส่วนใหญ่จะเผาไหม้ระหว่าง 450-500 องศาเซลเซียส

2.5) ข้อมูลที่วัดได้จากการวิเคราะห์ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ของตัวอย่างผงแห้งสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$W_{oc} = \frac{S}{K_c \frac{W_1}{1-C} (1 - W_{H_2O})} \times 100\% \quad (3.1)$$

W_{oc} = เปอร์เซ็นต์คาร์บอนอินทรีย์ของตัวอย่างผงแห้ง (%)

S = ค่ารวมของสัญญาณ (ค่าที่อ่านจากเครื่อง - ค่าที่ได้ที่ตำแหน่งศูนย์) (mV)

K_C = ค่าสัมประสิทธิ์ความไวของเครื่องตรวจจับ (ต่อมิลลิกรัมของค่ามาตรฐาน) (mV/mg)

W_1 = น้ำหนักของตัวอย่างที่ถูกกรดกำจัดคาร์บอนอนินทรีย์ออกไปแล้ว (mg)

C = เปอร์เซ็นต์ของแร่คาร์บอนในตัวอย่าง (%)

W_{H_2O} = เปอร์เซ็นต์ความชื้นของตัวอย่างแห้ง (%)



รูปที่ 3.5 เครื่อง Liqui TOC

3.3.3.2 การสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o)

1) วิธีการวิเคราะห์

การสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o) เป็นวิธีการวัดการเปลี่ยนแปลงของคีโรเจน โดยใช้กล้องจุลทรรศน์แบบสะท้อนแสง (รูปที่ 3.6) โดยเทคนิคนี้ใช้สำหรับวิเคราะห์สภาวะการได้ที่ (Maturity) ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม ในการศึกษาครั้งนี้ตัวอย่างที่ทำการศึกษานั้นได้รับการวิเคราะห์ค่า R_o โดยใช้กล้องจุลทรรศน์แสง Leica MSP200 ที่ศูนย์วิจัย Petroleum Exploration and Development Research บริษัท Jiangnan Oilfield Company (SINOPEC) ประเทศจีน

2) การเตรียมตัวอย่าง

2.1) ทำการบดตัวอย่างหินแล้วทำการร่อนด้วยตะแกรงให้มีขนาดระหว่าง 63 ไมครอน ถึง 1 มิลลิเมตร โดยให้ทำการแบ่งตัวอย่างดังกล่าว 2 - 3 g แล้วนำไปใส่ในแม่พิมพ์เรซินพร้อมกับใส่ของเหลวที่ผสมกันระหว่างอีพอกซีและสารทำให้แข็งตัวในอัตราส่วน 10: 1 แล้วผสมเข้าด้วยกัน (Khositchaisri, 2012)

2.2) ตัวอย่างจากขั้นตอนที่ 1 ให้ทิ้งไว้ 24 ชั่วโมง จนแข็งตัวดี จึงแกะออกจากแม่พิมพ์ จากนั้นทำการขัดผิวหน้าแผ่นเรซินนั้นให้เรียบด้วยผงซิลิกอนคาร์ไบด์แล้วทำความสะอาดด้วยน้ำ จากนั้นทำการขัดเรซินนั้นอีกครั้งด้วยผงขัดที่ละเอียดมากยิ่งขึ้นจนขึ้นมันและเรียบมากยิ่งขึ้น (Khositchaisri, 2012)

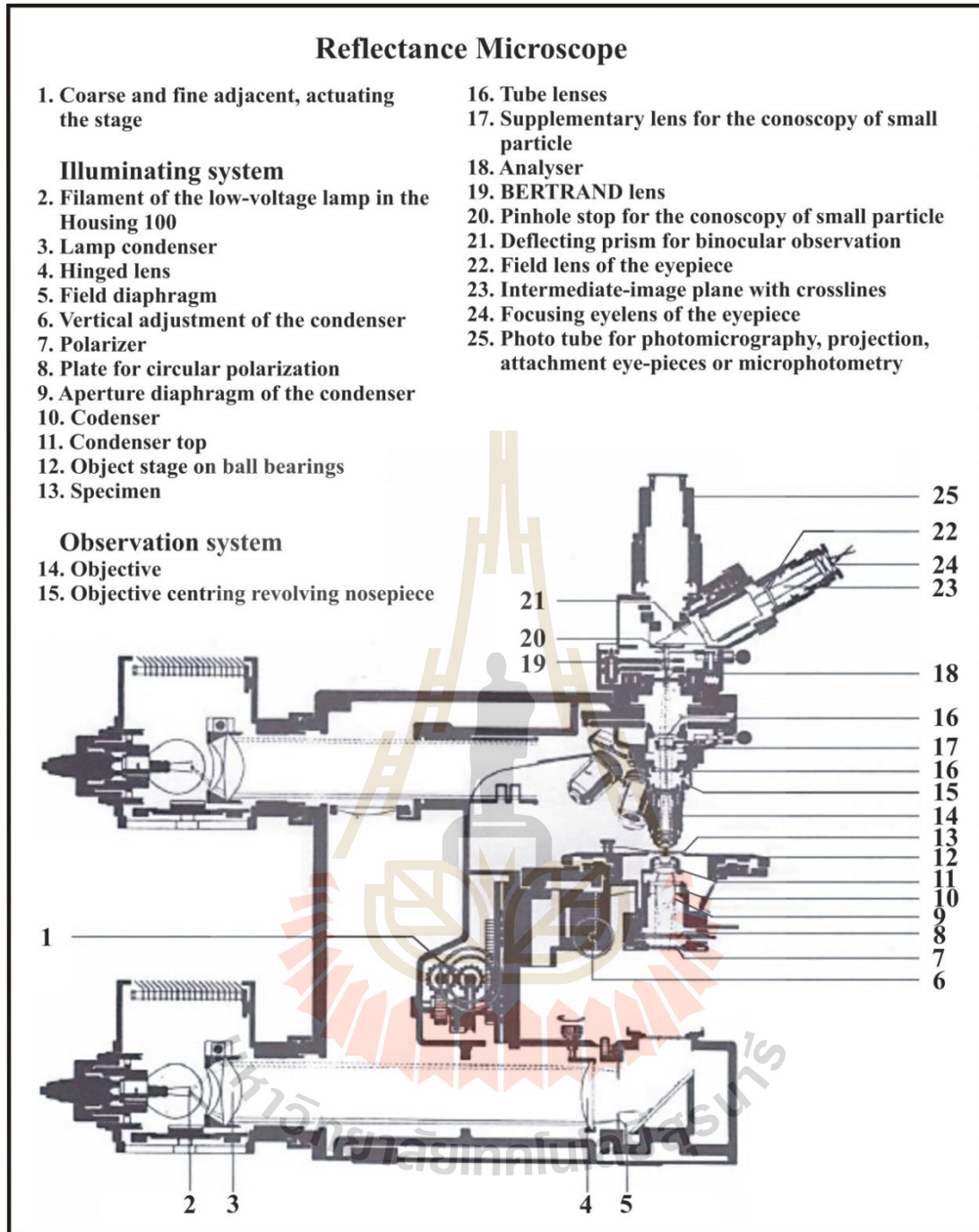
2.3) เรซินที่ขัดจนมันและเรียบแล้วจากขั้นตอนที่ 2 ให้นำไปส่องโดยใช้การสะท้อนแสงของกล้องจุลทรรศน์โดยเทียบกับค่ามาตรฐานที่เหมาะสม

2.4) สัญญาณจากเครื่องจะถูกส่งไปบันทึกไว้ จากนั้นค่าของข้อมูลของตัวอย่างที่ถูกบันทึกไว้และข้อมูลของค่ามาตรฐานที่สอดคล้องกับการวัดแต่ละครั้ง (Matchette-Downes, 2009) และสามารถหาค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ได้จากสมการดังต่อไปนี้

$$R_{o\ sample} (\%) = \frac{D_{sample}}{D_{standard}} \times R_{o\ standard} \quad (3.2)$$

R_o (%) = ค่าการสะท้อนแสงในน้ำมันของวิทริไนต์

D = ค่าการหักเห



รูปที่ 3.6 กล้องจุลทรรศน์แบบสะท้อนแสง Leica MSP200 (Matchette-Downes, 2009)

3.3.3.3 การวิเคราะห์ Rock-Eval Pyrolysis

1) วิธีการวิเคราะห์

ไพโรไลซิส (Pyrolysis) เป็นกระบวนการที่ให้ความร้อนกับชีวมวลในสภาวะที่ไร้ออกซิเจนจนทำให้ชีวมวลเปลี่ยนสถานะจากของแข็งเป็นของเหลวหรือน้ำมัน เทคนิคนี้ถูกนำมาใช้ในการแสดงการมีอยู่ของน้ำมันและก๊าซธรรมชาติ ศักยภาพในการผลิตน้ำมันและก๊าซธรรมชาติ สภาวะการได้ที่และระบุชนิดของซากสารอินทรีย์ของตัวอย่างที่นำมาศึกษาได้ (Tissot and Welte, 1978; Peters, 1986; Espitalie et al., 1985; Behar et al., 2001; Unfiled report, 2011) นอกจากนี้ยังเป็นวิธีการที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลายในการประเมินคุณภาพและสภาวะการได้ที่ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมอีกด้วย (Espitalie et al., 1977, 1984; Clementz et al., 1979; Tissot and Welte, 1984; Peters, 1986; Stanley et al., 1992)

ในกระบวนการเกิดสารไฮโดรคาร์บอนตามธรรมชาติเกิดขึ้นในอัตราที่ค่อนข้างช้าภายในเปลือกโลกที่ไม่ลึกมากเมื่อตะกอนดังกล่าวนั้นมีอินทรีย์วัตถุตะกอนร่วมด้วย จากนั้นตะกอนดังกล่าวก็ถูกฝังลึกลงไปและมีอุณหภูมิที่สูงขึ้น (Waples, 1985; Stanley et al., 1992) จากกระบวนการดังกล่าวจึงได้มีพัฒนาซอฟต์แวร์ที่อธิบายกระบวนการไพโรไลซิส (กระบวนการสลายตัวด้วยความร้อน) มาช่วยในการวัดผล (Johannes et al., 2006) ในการศึกษาค้างนี้ตัวอย่างที่ใช้ในการศึกษาได้ถูกวิเคราะห์ด้วยเครื่อง Rock-Eval 6 ที่ศูนย์วิจัย Petroleum Exploration and Development Research Institute ของบริษัท Jiangnan Oilfield (SINOPEC) ประเทศจีน ซึ่งผลการวิเคราะห์นั้นจะถูกแสดงไว้ในรูปของค่า S_1 , S_2 , S_3 และ T_{max} (รูปที่ 3.7)

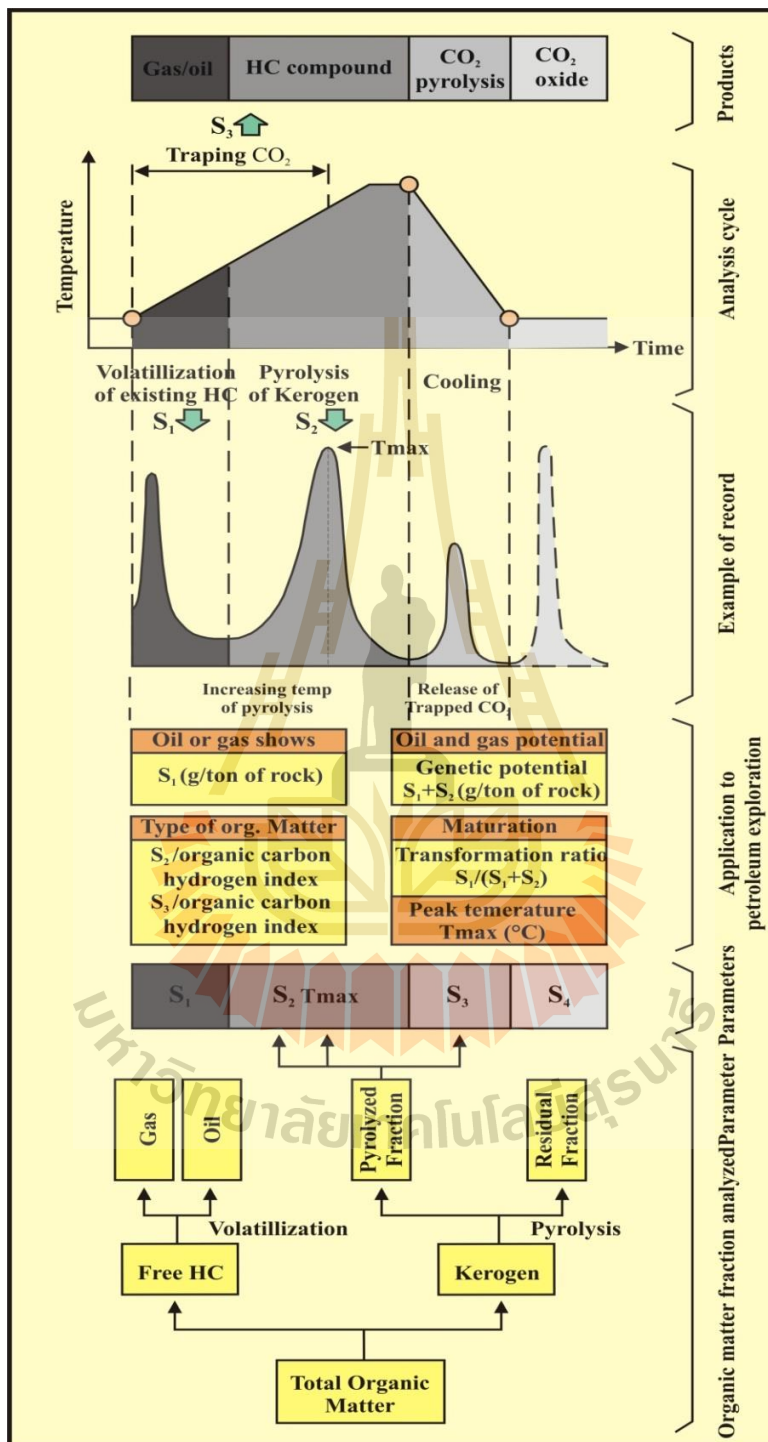
2) การเตรียมตัวอย่าง

2.1) บดตัวอย่างหินให้มีขนาดเล็กขนาด 200 ไมครอน แล้วชั่งน้ำหนัก 100 มิลลิกรัม นำไปใส่ในบ้ำหาลอมโลหะที่ปิดฝาด้วยโลหะให้แน่นและนำไปเข้าเครื่องวิเคราะห์ฯ ด้วยเครื่อง Pyrolysis Rock-Eval (Krokstad et al., 1986)

2.2) ตัวอย่างที่อยู่ในเครื่องวิเคราะห์ฯ จะถูกให้ความร้อนที่อุณหภูมิ 250 องศาเซลเซียส เป็นเวลา 3 นาที ค่าของ S_1 จะถูกวัดหรือถูกดูดซับสารไฮโดรคาร์บอนที่อุณหภูมิ 250 องศาเซลเซียส (Stanley et al., 1992)

2.3) จากนั้นค่อย ๆ เพิ่มความร้อนจาก 250 องศาเซลเซียส จนถึง 600 องศาเซลเซียส ด้วยอัตรา 25 องศาเซลเซียส/นาที ในสภาพที่ปราศจากออกซิเจน ซึ่งปริมาณไฮโดรคาร์บอนที่ถูกปล่อยออกมาในระหว่างการให้ความร้อน หรือ S_2 จะถูกวัดค่าไว้ โดย T_{max} นั้นเป็นอุณหภูมิที่ทำให้ S_2 นั้นมีค่าสูงสุด (โดยทั่วไปจะอยู่ในช่วงอุณหภูมิประมาณ 400-500 องศาเซลเซียส) และถือเป็นดัชนีที่บ่งชี้สภาวะการได้ที่ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม (Stanley et al., 1992)

2.4) ค่า S_3 คือค่าปริมาณอินทรีย์คาร์บอนไดออกไซด์และคาร์บอนไดออกไซด์ที่ได้จากคีโรเจนระหว่างการให้ความร้อนอย่างรวดเร็ว (250-390 องศาเซลเซียส) หรืออาจหมายถึงปริมาณออกซิเจนในอินทรีย์วัตถุในชั้นหินที่ทำการศึกษา (Stanley et al., 1992)



รูปที่ 3.7 แผนภาพแสดงกระบวนการไพโรไลซิส (คัดลอกจาก Tissot and Welte, 1978; Khashayar, 2010)

3.4 การวิเคราะห์คุณสมบัติทางกายภาพ

3.4.1 การวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (Scanning electron microscope, SEM)

1) วิธีการวิเคราะห์

กล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (SEM) สามารถขยายขนาดได้ตามปกติ ตั้งแต่ 50 ถึง 100,000 เท่า หรือมากกว่า โดยตัวอย่างที่ทำการศึกษาจะถูกนำมาติดตั้งบนแท่นติดตัวอย่างและหุ้มด้วยโลหะที่มีนำไฟฟ้าภายใต้สภาพสุญญากาศ จากนั้นจึงนำตัวอย่างไปใส่ในเครื่องเพื่อทำการสแกนด้วย ในการศึกษาคั้งนี้ตัวอย่างหินที่นำศึกษานั้นได้รับการตรวจสอบแบบ SEM โดยใช้เครื่อง Quanta 200 (รูปที่ 3.8) ที่ห้องปฏิบัติการ State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan) ประเทศจีน

2) การเตรียมตัวอย่าง

ขั้นตอนในการเตรียมตัวอย่างเพื่อนำไปตรวจสอบโดยวิธี SEM มีดังนี้ (Lewis and McConchie, 1937)

2.1) ตัวอย่างหินที่จะศึกษาจะถูกทำให้มีความกว้างและความหนา 3-10 มิลลิเมตร ซึ่งพื้นผิวต้องสะอาดและแห้ง โดยในการเตรียมการเบื้องต้นต้องระวังเรื่องการปนเปื้อน พื้นผิวตัวอย่างต้องเรียบและต้องระวังอย่าให้เกิดรอยแตกในตัวอย่างจากกระบวนการเตรียมตัวอย่าง

2.2) นำตัวอย่างหินติดบนแท่นติดตัวอย่างโดยใช้กาว

2.3) นำแท่นติดตัวอย่างที่ติดตัวอย่างเรียบร้อยแล้วนำไปใส่ไว้ในเครื่องดูดความชื้น โดยใช้ซิลิกาเจล จากนั้นทำการตรวจสอบและเคลือบด้วยสื่อนำไฟฟ้า โดยทั่วไปคือทองหรือคาร์บอน โดยจะมีความหนา 100-500 อังสตรอม



รูปที่ 3.8 เครื่อง Quanta 200

3.4.2 การวิเคราะห์ด้วยเครื่องเอกซเรย์คอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก (Micro-CT)

1) วิธีการวิเคราะห์

เครื่องเอกซเรย์คอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก (Micro computed tomography, Micro-CT) นั้นสามารถใช้ในการสร้างภาพโครงสร้างด้านในของวัสดุหรือเนื้อเยื่อทางชีวภาพในลักษณะที่ไม่ทำลายโครงสร้างภายในของตัวอย่างได้ ภาพที่ได้จากการวิเคราะห์เป็นข้อมูลที่สำคัญเพื่อนำไปหาข้อมูลเชิงปริมาณจากชุดข้อมูลที่ได้ โดยช่องว่างที่ตรวจพบในภาพที่ถ่ายได้จะนำไปสู่การอธิบายถึงความพรุนภายในเนื้อของตัวอย่าง ซึ่งรวมทั้งความพรุนที่เชื่อมต่อกันและไม่เชื่อมต่อกัน ในการศึกษาครั้งนี้การถ่ายภาพช่องว่างในหินตัวอย่างที่นำมาศึกษาได้ใช้เครื่อง Skyscan 1172 Micro-CT (รูปที่ 3.9) ที่ห้องปฏิบัติการของ State Key Laboratory of Biology and Environmental Geology, China University of Geosciences (Wuhan) ประเทศจีน และใช้ซอฟต์แวร์ DataView มาช่วยในการนำเสนอข้อมูลและแสดงรูปภาพที่ได้จากการวิเคราะห์

2) การเตรียมตัวอย่าง

ตัวอย่างหินที่ต้องการศึกษาจะถูกตัดเอาผิวที่ผุและปนเปื้อนออกแล้วเตรียมให้มีความกว้าง 1.0-1.5 มิลลิเมตร และยาว 5.0 มิลลิเมตร จากนั้นทำการขัดด้วยกระดาษทรายละเอียดเพื่อให้มีรูปร่างเป็นทรงกระบอก ขนาดและรูปร่างของตัวอย่างถูกกำหนดโดยขนาดและข้อจำกัดของเครื่องมือ Micro-CT ที่ใช้ ตัวอย่างหินที่ถูกเตรียมแล้วจะมีลักษณะเป็นทรงกระบอกและถูกเคลือบด้วยโลหะและวางไว้ที่จุดหมุนระหว่างจุดกำเนิดรังสีเอกซ์และเครื่องตรวจจับ แรงดันไฟฟ้าของแหล่งกำเนิดรังสีเอกซ์และกระแสไฟฟ้ามี่ค่า 62 kV และ 161 μ A



รูปที่ 3.9 เครื่อง Skyscan 1172 Micro-CT (micro computed tomography)

3.5 การวิเคราะห์ชนิดของซีโรเจน

การวิเคราะห์ซีโรเจนเป็นพื้นฐานของการศึกษาสารอินทรีย์วัตถุที่ถูกเก็บรักษาไว้ในชั้นหินในเวลาที่ตะกอนมีการสะสมตัว ปริมาณและชนิดของสารอินทรีย์วัตถุแต่ละชนิดจะขึ้นอยู่กับสภาพแวดล้อมการสะสมตัวของตะกอนในอดีต ผลการศึกษาจะสามารถนำมาแยกซีโรเจนออกจากส่วนประกอบอื่น ๆ ของเนื้อหิน และระบุชนิดของซีโรเจน แล้วแสดงผลเป็นเปอร์เซ็นต์เมื่อเทียบกับชนิดของซีโรเจนทั้งหมด โดยทั่วไปซีโรเจนได้ถูกแบ่งออกเป็น 4 ชนิดใหญ่ ๆ คือ Amorphinite, Exinite, Vitrinite และ Inertinite โดยน้ำมันหรือก๊าซธรรมชาติที่เกิดและสะสมตัวอยู่ในแหล่งกักเก็บนั้นก็ขึ้นอยู่กับชนิดของซีโรเจนแต่ละชนิดนี้ ในการศึกษาครั้งนี้ได้ดำเนินการวิเคราะห์ชนิดของซีโรเจนในหินตัวอย่างที่ห้องปฏิบัติการของศูนย์วิจัย Petroleum Exploration and Development ของบริษัท Jiangnan Oilfield Company (SINOPEC) ประเทศจีน



บทที่ 4

ผลการศึกษา

4.1 ผลการศึกษาการลำดับชั้นหิน

หมวดหินห้วยหินลาดบางส่วนนั้นประกอบด้วยหินตะกอนที่มีเม็ดตะกอนขนาดเล็กและมีสารอินทรีย์วัตถุผสมอยู่ในปริมาณมากและมีศักยภาพในการเป็นหินต้นกำเนิดและหินกักเก็บปิโตรเลียม ซึ่งควรจะศึกษาเชิงรายละเอียดเพื่อให้เกิดความเข้าใจในระบบของปิโตรเลียม (Petroleum system) ให้มากขึ้น โดยในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการเลือกภาคตัดลำดับชั้นหิน (Stratigraphic section) ที่ปรากฏอยู่บริเวณข้างถนนที่ตัดผ่านในพื้นที่ที่ทำการศึกษามาทำการศึกษาและการประเมินด้านศักยภาพในการเป็นหินต้นกำเนิดและหินกักเก็บปิโตรเลียม

4.1.1 ภาคตัดลำดับชั้นหินที่ทำการศึกษา

สำหรับการศึกษานี้ ได้ทำการเลือกพื้นที่ 2 พื้นที่ซึ่งอยู่ในแอ่งซับพลูและแอ่งนาพอสอง มาศึกษาในชั้นรายละเอียด โดยรายละเอียดของภาคตัด (Section) ที่ทำการศึกษาทั้งหมดของทั้งสองพื้นที่สามารถอธิบายได้ดังนี้

4.1.1.1 พื้นที่แอ่งซับพลู

ประกอบด้วยจุดศึกษาบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทร ซับพลูใต้ ซับพลูเหนือ เขาอีต่าง และวัดถ้ำหนองไทร ซึ่งสามารถอธิบายรายละเอียดต่าง ๆ ได้ดังนี้

4.1.1.1.1 ภาคตัดบ้านหนองไทร

ภาคตัดลำดับชั้นหินนี้ตั้งอยู่ระหว่างบ้านหนองไทรและบ้านคลองม่วง ตำบลคลองม่วง อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา หลักกิโลเมตรที่ 28 + 050 ตามแนวถนนหมายเลข 2048 (ปากช่อง - วังน้ำเขียว) พิกัด 47P 785346 N และ 1619790 E กรมแผนที่ทหาร WGS 84 ชุด L7018 5338 III บ้านซับน้อย มาตราส่วน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.1

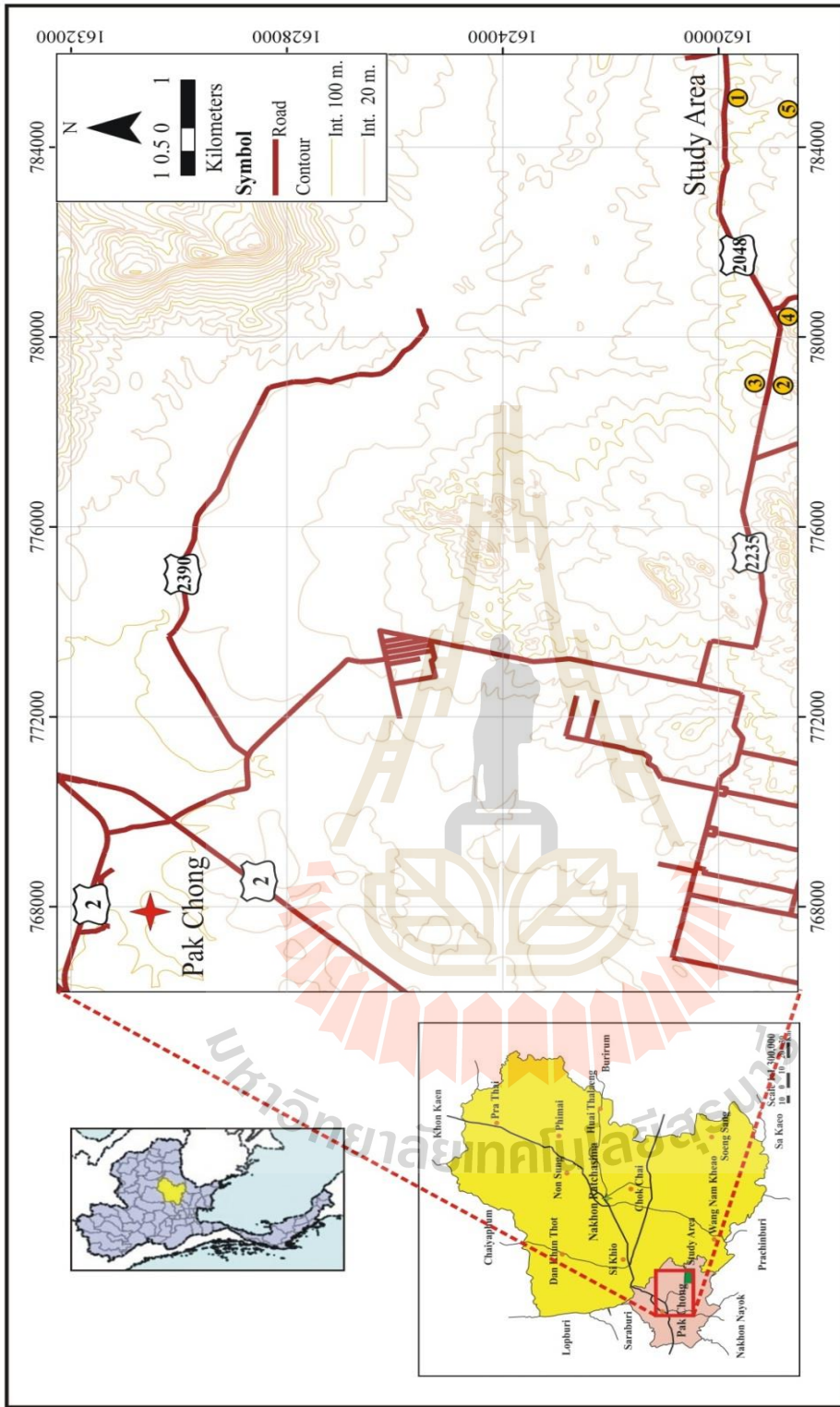
หมวดหินห้วยหินลาดบริเวณพื้นที่แอ่งซับพลูได้ถูกทำการศึกษาลำดับชั้นหินและการทำแผนที่ในแอ่งดังกล่าว (DMR, 2007) แต่ชั้นหินในพื้นที่ดังกล่าวมีเพียงข้อมูลด้านธรณีเคมีเพื่อวิเคราะห์ด้านคุณภาพของหินกักเก็บปิโตรเลียมเท่านั้น (Sattayarak et al., 1996) ภาคตัดบ้านหนองไทรที่ทำการศึกษานี้ (รูปที่ 4.2 และ 4.3) มีความหนาประมาณ 14 เมตร ประกอบด้วย หินดินดานฟลูกรัด หินโคลนฟลูกรัด หินมาร์ลและหินปูน ซึ่งภาคตัดนี้สามารถแบ่งออกได้ 3 ส่วน คือ ภาคตัดส่วนล่าง (ชั้นที่ 1-7) ภาคตัดส่วนกลาง (ชั้นที่ 8-12) และภาคตัดส่วนบน (ชั้นที่ 13-20)

ภาคตัดส่วนล่างบริเวณชั้นที่ 1-7 ส่วนใหญ่จะเป็นหินดินดานฟลูกรัดสีเทาอ่อนจนถึงสีดำ ชั้นหินดังกล่าวเป็นชั้นหินที่หนาและมีความหนาแน่นสูงมากยกเว้นชั้นที่ 3 ซึ่งเป็นชั้นที่ค่อนข้างบางและมีความหนาเฉลี่ยประมาณ 6-10 เซนติเมตร และสามารถแยกชั้นดังกล่าวออกเป็นชั้นย่อย ๆ คือ ชั้น 3A-3D

โดยชั้นหินเหล่านี้ได้มีการวางตัวในทิศทาง NW-SE และชั้นหินเอียงเทประมาณ 10-15 องศา ซึ่งวางตัวขนานและสอดคล้องกับการวางตัวของหินกลุ่มหินโคราชตอนล่าง (Lower Khorat Group) นอกจากนี้ในชั้นที่ 1, 6 และ 7 ของภาคตัดบ้านหนองไทรมีซากบรรพชีวินของ *Estheria* sp. ถูกเก็บรักษาไว้อย่างดีในชั้นดังกล่าว ชั้นที่ 1, 3, และ 4 พบรอยระแหงโคลนซึ่งแสดงให้เห็นว่าในช่วงระยะเวลาที่มีการสะสมตัวของตะกอนนั้นอยู่ในสภาวะร้อนและแห้งแล้ง ในชั้นของหินดินดานฟูกรดที่สะสมตัวอยู่ในภาคตัดนี้มีแร่ไพไรต์ (Pyrite) ที่มีลักษณะที่เป็นผลึกและทรงกลมเป็นจำนวนมาก ซึ่ง Love (1962) และ Vallentyne (1962) ได้ศึกษาและพบว่าแร่ไพไรต์ที่มีลักษณะเป็นทรงกลมนี้เกิดจากกระบวนการเปลี่ยนแปลงช่วงต้นหลังจากที่ตะกอนสะสมตัว (Early diagenesis) ในสภาพแวดล้อมที่ไม่มีออกซิเจน และนอกจากนี้ยังมีหินดินดานสีดำเมื่อฝนแล้วมักจะมีสีเทาหรือสีเทาอมสีน้ำตาล

ภาคตัดส่วนกลางบริเวณชั้นที่ 8-12 ประกอบไปด้วยหินมาร์ล หรือ หินปูนเนื้อโคลน (Muddy limestone) สีเทาอ่อนถึงสีเทาและหินปูนสีเทาเข้ม ซึ่งเป็นชั้นหินที่ค่อนข้างหนาและทนทานมาก โดยเฉพาะอย่างยิ่งในชั้นหินปูน โดยมีการเอียงเทของชั้นหินประมาณ 15-18 องศา และวางตัวสอดคล้องกับการวางตัวของภาคตัดส่วนล่าง โดยจะพบว่าจากตอนล่างของภาคตัดส่วนกลางมีการเปลี่ยนแปลงองค์ประกอบของชั้นหินจากหินดินดานฟูกรดและหินโคลนฟูกรดเป็นหินมาร์ล ในชั้นหินดังกล่าวมีแร่แคลไซต์เป็นปริมาณมากซึ่งเป็นหลักฐานในการเกิดกระบวนการตกผลึกใหม่ (Recrystallization) นอกจากนี้หินปูนที่พบจะแสดงชั้นอย่างชัดเจนซึ่งประกอบไปด้วยแร่ดินเหนียวปริมาณที่สูง และในชั้นที่ 9 พบว่าการเรียงตัวของเม็ดตะกอนจากเม็ดใหญ่ไล่เป็นเม็ดเล็ก (Graded-bedding) และพบผลึกแคลไซต์เกิดขึ้นในรอยแตกในชั้นดังกล่าวด้วย

ภาคตัดส่วนบนบริเวณชั้นที่ 13-20 ส่วนใหญ่นั้นประกอบด้วยหินโคลนฟูกรดสีเทาแกมเขียวถึงสีดำและหินดินดานฟูกรดสีเทาอ่อนถึงสีดำ โดยพบว่าชั้นหินในส่วนนี้มีการเอียงเทประมาณ 12-13 องศา ชั้นหินดินดานฟูกรดมีความทนทานสูงกว่าชั้นหินโคลนฟูกรด แต่มีความทนทานน้อยกว่าชั้นหินดินดานฟูกรดของภาคตัดส่วนล่าง โดยในชั้นที่ 15 และ 17 นั้นประกอบด้วยซากบรรพชีวินของ *Estheria* sp. ซึ่งหินดินดานฟูกรดของภาคตัดส่วนล่างและส่วนบนจะมีลักษณะที่คล้ายคลึงกัน และเมื่อฝนแล้วมีสีเทาถึงเทาอมสีน้ำตาล

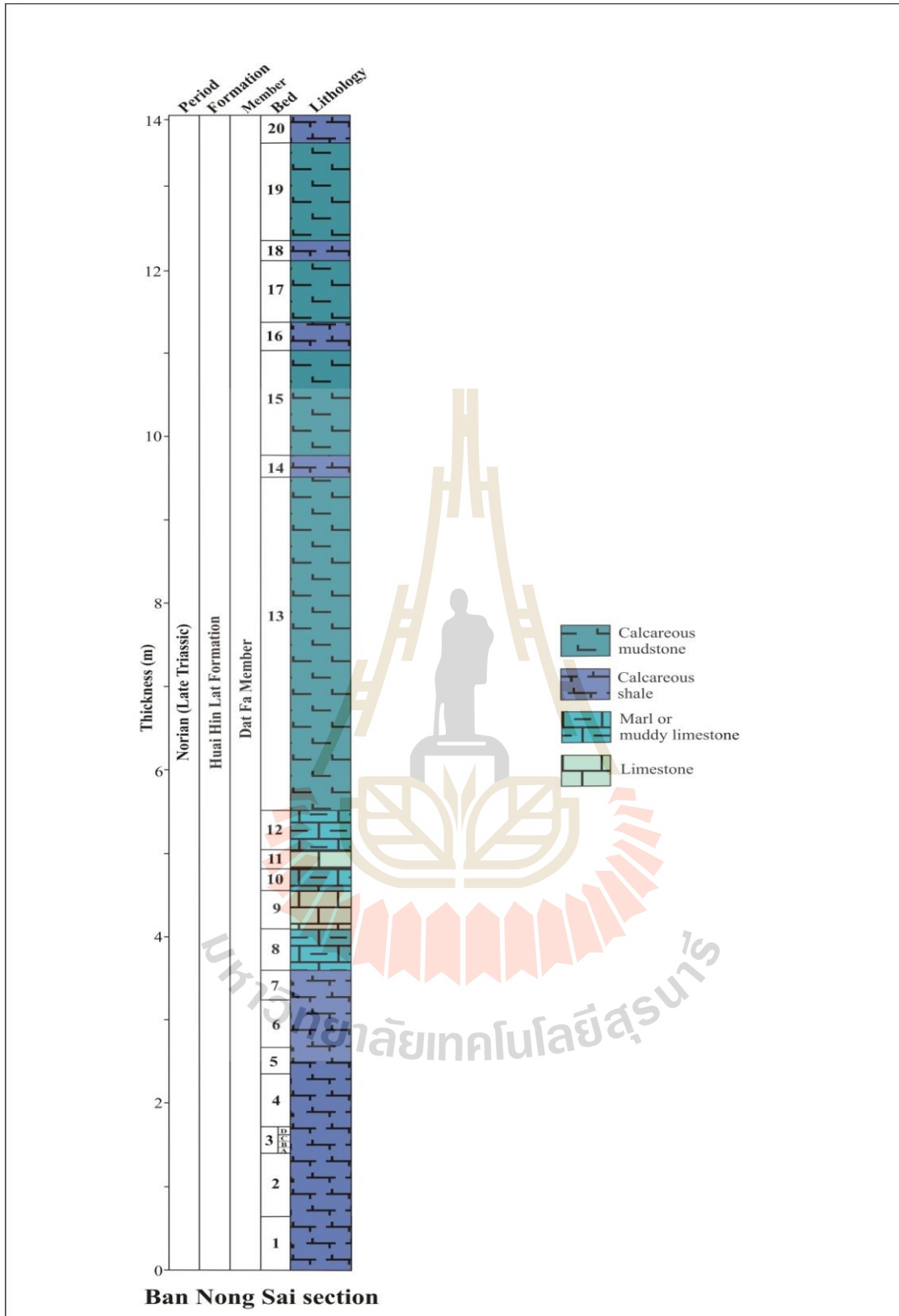


รูปที่ 4.1 ตำแหน่งที่ทำการศึกษาในแอ่งซับพลูในอำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา ประกอบด้วยภาคตัดบ้านหนองไทร

- (1) ภาคตัดซับพลูใต้
- (2) ภาคตัดซับพลูเหนือ
- (3) ภาคตัดเขาด่าง
- (4) และภาคตัดตัวถ้ำหนองไทร
- (5)



รูปที่ 4.2 การสำรวจภาคสนามบริเวณบ้านหนองไทร (47P 785346 N และ 1619790 E) แสดงภาคตัดส่วนล่าง (บนซ้าย) ภาคตัดส่วนกลาง (บนขวา) และภาคตัดส่วนบน (ด้านล่าง) (ผู้ชายในภาพกำลังมองไปทิศตะวันออก)



รูปที่ 4.3 ภาคตัดลำดับชั้นหินบ้านหนองไทรของหมวดหินห้วยหินลาดพื้นที่ศึกษาอ่างซับพลู

4.1.1.1.2 ภาคตัดซัฟพลูใต้

ภาคตัดลำดับชั้นหินนี้ตั้งอยู่ในบริเวณบ้านซัฟพลู ตำบลคลองม่วง อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา หลักกิโลเมตรที่ 23 + 400 ตามแนวถนนทางหลวงหมายเลข 2048 พิกัด 47P 779126 N และ 1618940 E กรมแผนที่ทหาร WGS 84 ชุด L7018 5338 III บ้านซัฟพลูน้อย มาตรฐาน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ทำการศึกษาได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.1

ภาคตัดซัฟพลูใต้ที่ทำการศึกษานี้ (รูปที่ 4.4 และ 4.5) หนาประมาณ 24 เมตร ประกอบไปด้วยหินดินดานฟูกรดที่แทรกสลับด้วยหินมาร์ลและหินทรายเม็ดขนาดเล็กฟูกรด โดยแบ่งภาคตัดนี้ออกเป็น 3 ส่วน คือ ภาคตัดส่วนล่าง (ชั้นที่ 1-17) ภาคตัดส่วนกลาง (ชั้นที่ 18-19) และ ภาคตัดส่วนบน (ชั้นที่ 20)

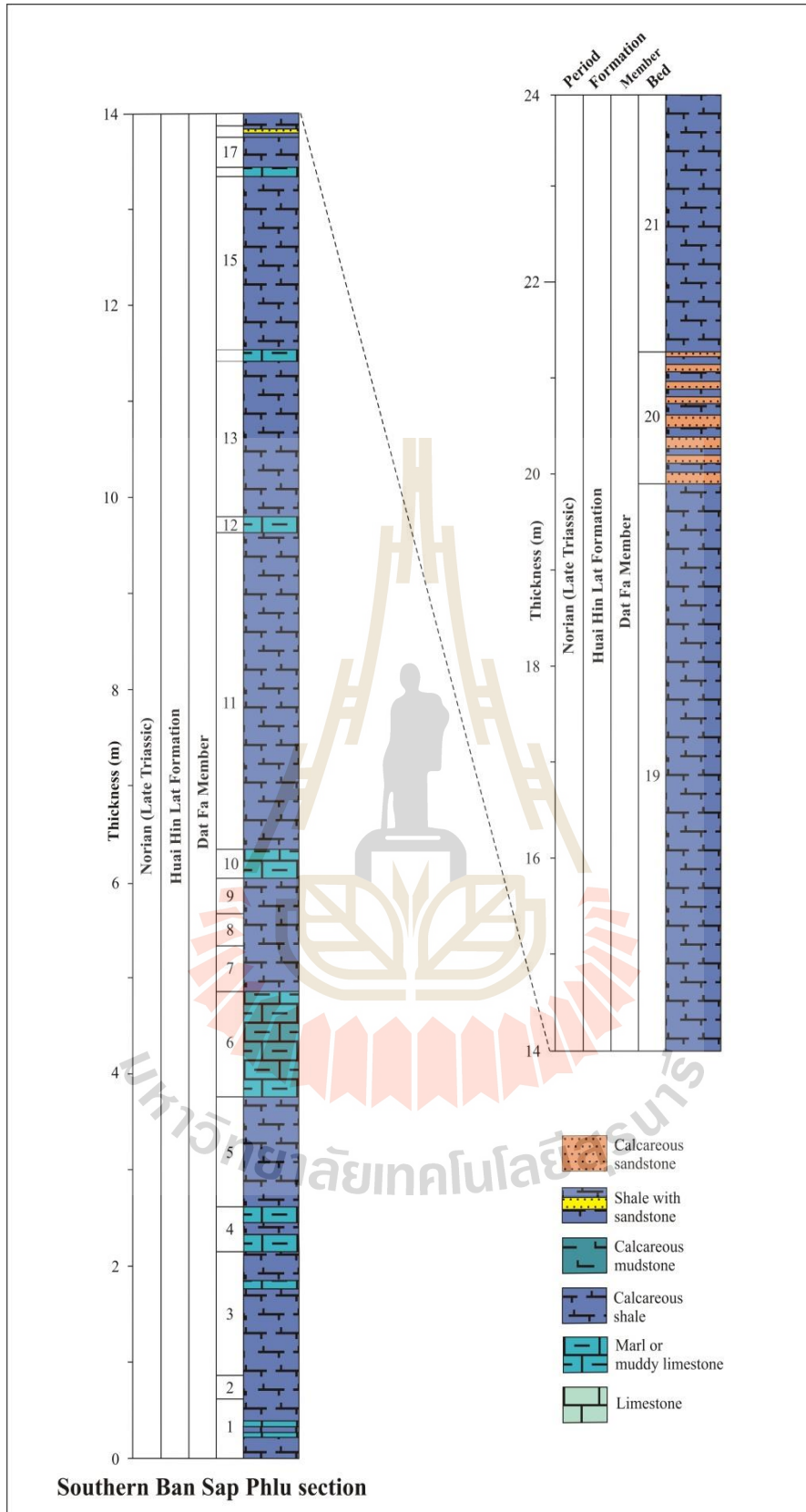
ภาคตัดส่วนล่างบริเวณชั้นที่ 1-17 ประกอบด้วยหินดินดานฟูกรดหินมาร์ลหรือหินปูนเนื้อโคลนเป็นส่วนใหญ่ และบางชั้นประกอบไปด้วย หินดินดานฟูกรดแทรกสลับกับหินดินดานและหินมาร์ล ชั้นหินดินดานฟูกรดดังกล่าวมีสีดําจนถึงสีเทา โดยชั้นหินดังกล่าวแสดงชั้นขนาดเล็ก ๆ ประมาณ 0.5-1.0 เซนติเมตร ที่ค่อนข้างเปราะและมีการเก็บรักษาได้ไม่ดีนัก ซึ่งหินมาร์ลที่พบในแหล่งนี้มีสีเทาอ่อนถึงสีเทา ในชั้นที่ 7-8 และ ชั้นที่ 9-10 พบหินดินดานฟูกรดและไล่ขนาดตะกอนเป็นหินมาร์ล โดยชั้นเหล่านี้จะค่อนข้างเนื้อแน่นและมีความหนาแน่นสูงและมีความหนาของชั้นจากไม่กี่เซนติเมตรจนถึงหนาสูงสุด 40 เซนติเมตร ชั้นหินเหล่านี้จะแสดงการวางตัวในทิศทาง NW-SE และมีความแตกต่างกันในการเอียงเทของชั้นหินตลอดทั้งภาคตัด (ประมาณ 10-70 องศาจากภาคตัดส่วนล่างจนถึงภาคตัดส่วนบน) ชั้นหินทั้งหมดนี้วางตัวสอดคล้องกับการวางตัวของชั้นหินกลุ่มหินโคราชตอนล่าง นอกจากนี้ในชั้นที่ 1-3 จะพบว่ามีซากบรรพชีวินของ *Estheria* sp. ถูกเก็บรักษาไว้อย่างดี และพบระแหงโคลนที่ตอนล่างของชั้นที่ 1 ซึ่งบ่งชี้ว่าสภาพอากาศในขณะที่มีการสะสมตะกอนของชั้นที่ 1 นี้มีสภาวะอากาศแบบแห้งแล้งและค่อนข้างร้อน

ภาคตัดส่วนกลางบริเวณชั้นที่ 18-19 จะประกอบด้วยหินดินดานฟูกรดมีสีดําเป็นส่วนใหญ่ มีลักษณะเป็นชั้นเล็ก ๆ ขนาดประมาณ 0.2-0.5 เซนติเมตร มีความคงทนต่ำ เปราะและแสดงการเก็บรักษาที่ไม่ดี โดยชั้นที่ 18 จะเป็นหินทรายเม็ดขนาดเล็กมีความหนาของชั้นประมาณ 1.0-1.5 เซนติเมตร ที่แสดงการแทรกสลับด้วยหินดินดานฟูกรดที่บริเวณตรงกลางของชั้น ซึ่งชั้นหินดังกล่าวแสดงการเอียงเทประมาณ 60-70 องศาที่สอดคล้องกับภาคตัดส่วนล่าง ส่วนชั้นที่ 20 ของภาคตัดส่วนบน จะประกอบด้วยหินดินดานฟูกรดและหินทรายเม็ดขนาดเล็กฟูกรดเป็นส่วนใหญ่ โดยหินทรายฟูกรดจะมีสีสดเป็นสีดําและมีสีฝุ่นเป็นสีน้ำตาลอมเหลือง และหินดินดานฟูกรดนี้จะมีสีดําและแสดงชั้นเล็ก ๆ ขนาด 0.2-0.5 เซนติเมตร มีความคงทนต่ำกว่าหินทรายฟูกรดซึ่งคล้ายกับภาคตัดส่วนกลาง โดยชั้นหินเหล่านี้แสดงการเอียงเทสูงถึง 70 องศา จากการที่ชั้นหินทรายแทรกสลับกับหินดินดานสามารถบ่งบอกว่าตะกอนเหล่านี้สะสมตัวโดยทางน้ำบนแผ่นดินของสภาพแวดล้อมที่ตื้นกว่า ซึ่งหมายถึงว่าภาคตัดนี้มีการสะสมตัวในสภาพแวดล้อมที่ตื้นแล้วมีการเปลี่ยนสภาพแวดล้อมเป็นที่ลึกในส่วนบนสุดของ

ภาคตัด แต่ชั้นหินดังกล่าวมีขนาดไม่หนามากและแทรกสลับกับหินทรายฟุ้งกรวดจึงไม่ได้มีนัยยะเกี่ยวกับกระบวนการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก



รูปที่ 4.4 การสำรวจภาคสนามบริเวณตอนใต้ของบ้านซับลู (47P 779126 N และ 1618940 E) แสดงให้เห็นถึงหินโคลที่ได้รับการเก็บรักษาที่ไม่ดี (ผู้ชายในภาพมองไปยังทิศตะวันตกเฉียงเหนือ)



รูปที่ 4.5 ภาคตัดลำดับชั้นหินซัพพลูใต้ที่แสดงชั้นหินของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งซัพพลู

4.1.1.1.3 ภาคตัดซับพลูเหนือ

ภาคตัดลำดับชั้นหินนี้ตั้งอยู่ที่บ้านซับพลู ตำบลคลองม่วง อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา หลักกิโลเมตรที่ 23 + 400 ตามแนวถนนทางหลวงหมายเลข 2048 พิกัด 47P 779011 N และ 1619179 E กรณแผนที่ทหาร WGS 84 ชุด L7018 5338 III บ้านซับน้อย มาตรฐาน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ทำการศึกษาดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.1

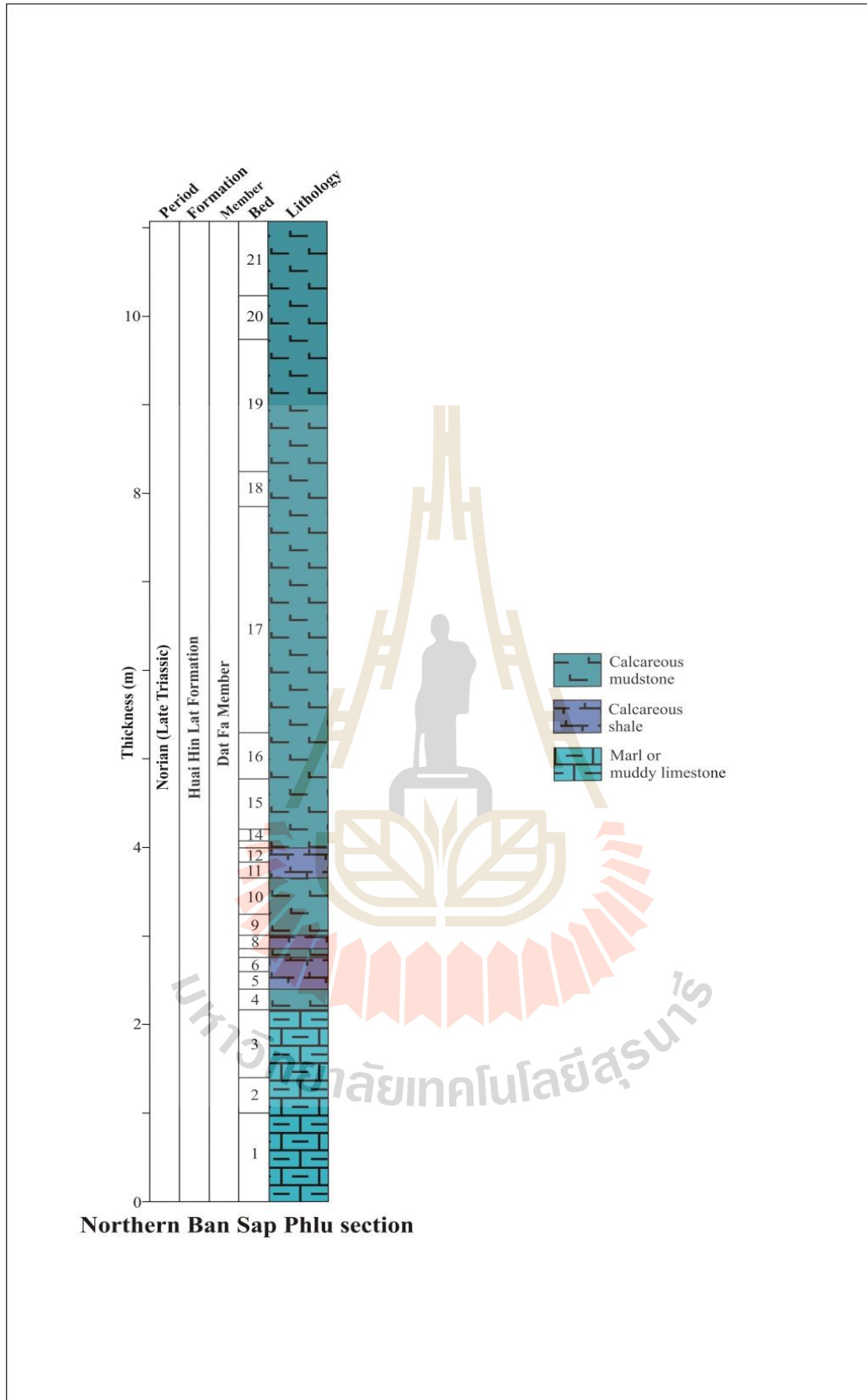
ภาคตัดลำดับชั้นหินนี้ (รูปที่ 4.6 และ 4.7) มีความหนาประมาณ 10.5 เมตร ประกอบไปด้วยหินโคลนฟูกรด หินดินดานฟูกรดและหินมาร์ล โดยสามารถแบ่งภาคตัดนี้ออกเป็นได้ 3 ส่วน คือ ภาคตัดส่วนล่าง (ชั้นที่ 1-3) ภาคตัดส่วนกลาง (ชั้นที่ 4-12) และภาคตัดส่วนบน (ชั้นที่ 13-21)

ภาคตัดส่วนล่างบริเวณชั้นที่ 1-3 ส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินมาร์ลและหินปูนเนื้อโคลน มีเนื้อแน่นและมีความคงทนสูง มีสีสดเป็นสีเทาและสีฝุ่นเป็นสีน้ำตาลอมเหลือง โดยหินปูนเนื้อโคลนจะแสดงการผุพังแบบทรงกลม (Spheroidal weathering) และเศษไม้ ในชั้นที่ 3 จะพบระแหงโคลนซึ่งแสดงถึงมีสภาวะที่แห้งแล้งเกิดขึ้นขณะที่ตะกอนสะสมตัว และในชั้นเหล่านี้มีการวางตัวในทิศ NW-SE โดยมีการเอียงเทของชั้นหินประมาณ 20 องศา

ภาคตัดส่วนกลางบริเวณชั้นที่ 4-12 ประกอบด้วยหินดินดานฟูกรดและหินโคลนฟูกรด ที่มีสีเทาอ่อนในชั้นที่ 4, 11 และ 12 ในขณะที่ชั้นอื่น ๆ มีสีดำถึงสีดำเข้ม โดยชั้นหินดินดานฟูกรดนี้จะเป็นชั้นบางประมาณ 2.5 เซนติเมตร และความหนาของชั้นหินโคลนฟูกรดจะหนากว่าชั้นอื่น ๆ และแสดงการเอียงเท 15-20 องศา ซึ่งสอดคล้องกับภาคตัดส่วนล่าง นอกจากนี้ หินโคลนฟูกรดในชั้นที่ 13 ของภาคตัดส่วนบน มีสีดำจนถึงสีดำเข้ม ชั้นหินมีการเอียงเททำมุมประมาณ 15-25 องศา และในชั้นที่ 15 พบระแหงโคลนถูกเก็บรักษาไว้ ซึ่งแสดงถึงสภาวะแวดล้อมการสะสมตัวเช่นเดียวกับภาคตัดส่วนล่าง



รูปที่ 4.6 การสำรวจภาคสนามบริเวณตอนเหนือของพื้นที่ซับพลู (47P 779011 N และ 1619179 E) แสดงถึงหินโผล่ที่ไม่ได้รับการเก็บรักษาที่ดีตามแนวเนินเขา โดยก่อนมีการวางตัวในทิศทาง ตะวันตกเฉียงเหนือ

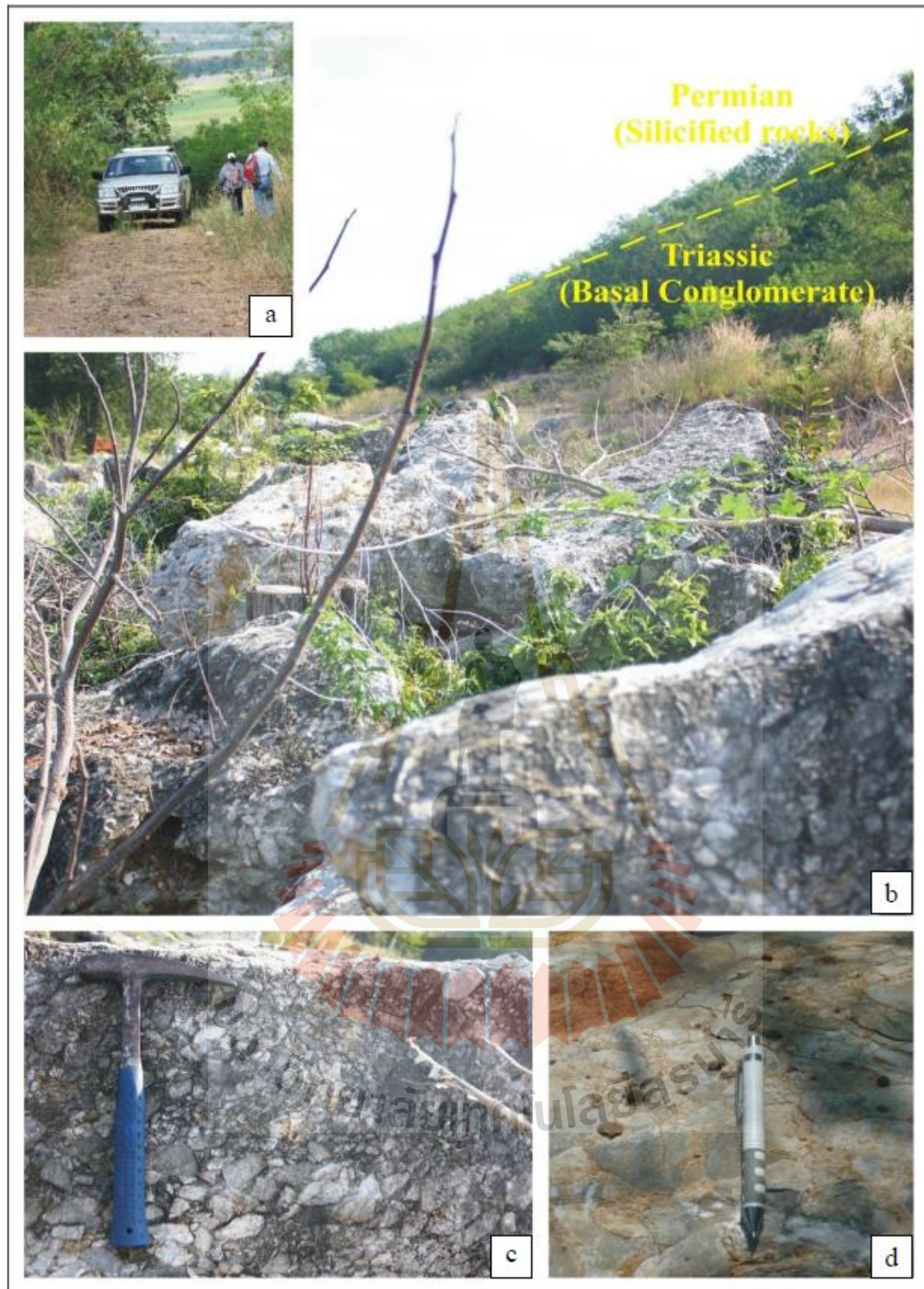


รูปที่ 4.7 ภาคตัดลำดับชั้นหินของภาคตัดบ้านซัพพลูเหนือในส่วนของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งซัพพลู

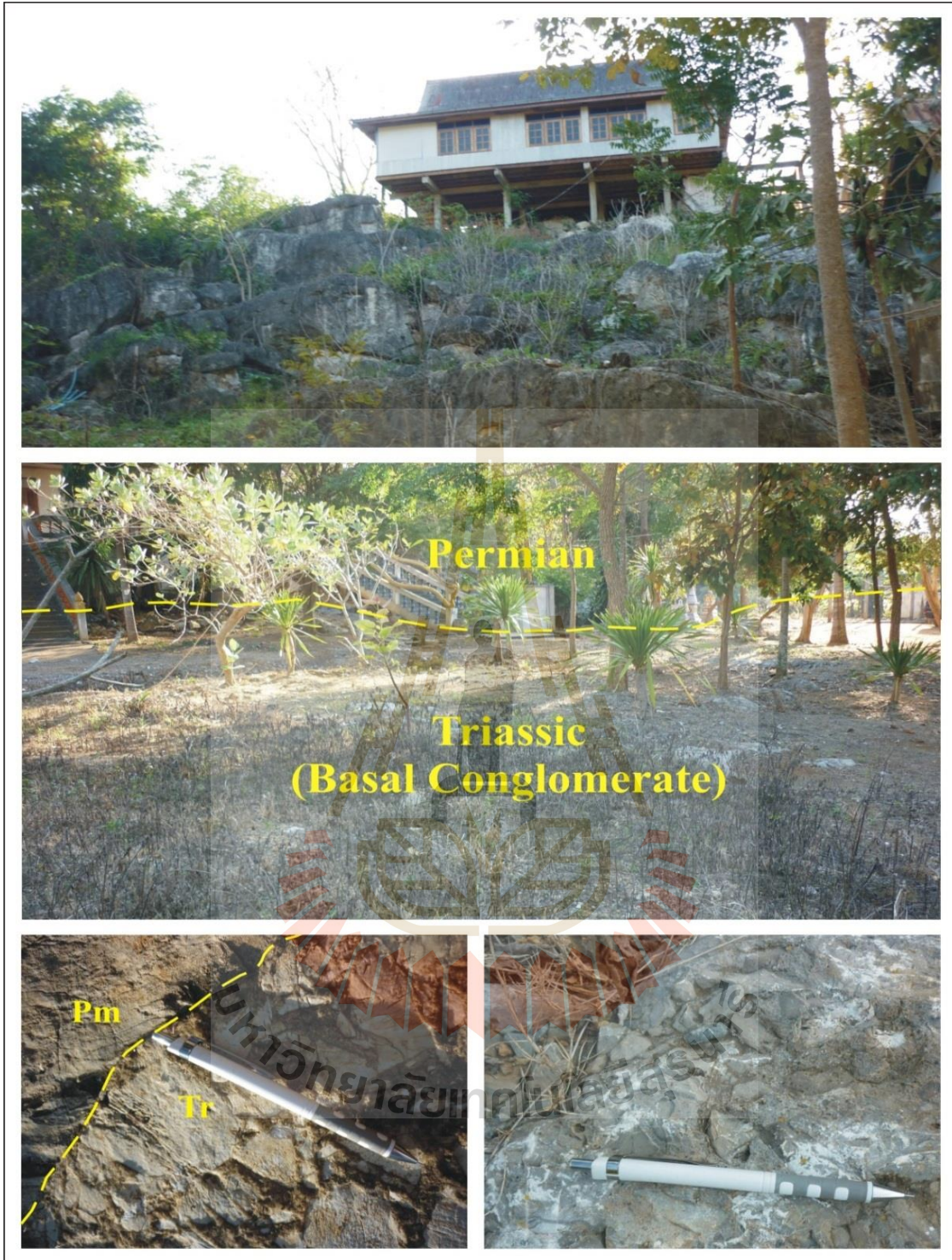
4.1.1.1.4 ภาคตัดเขาด่างและภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร

ภาคตัดเขาด่างและภาคตัดวัดถ้ำหนองไทรตั้งอยู่ที่บ้านซับพลูและบ้านหนองไทรตามลำดับ ทั้งสองอยู่ในตำบลคลองม่วง อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา หลักกิโลเมตรที่ 24 + 150 ไปตามถนนทางหลวงหมายเลข 2048 ส่วนภาคตัดวัดถ้ำหนองไทรตั้งอยู่ทางตอนใต้ของถนนทางหลวงหมายเลข 2048 ประมาณ 4 กิโลเมตร ทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือประมาณ 27+250 กิโลเมตร พิกัด 47P 779982 N 1618739 E และ 47P 785052 N 1618816 E ตามลำดับ กรมแผนที่ทหาร WGS 84 ชุด L7018 5338 III บ้านซับน้อยและมีมาตราส่วน 1: 50,000 ตามลำดับ โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาค้นคว้าได้แสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.1

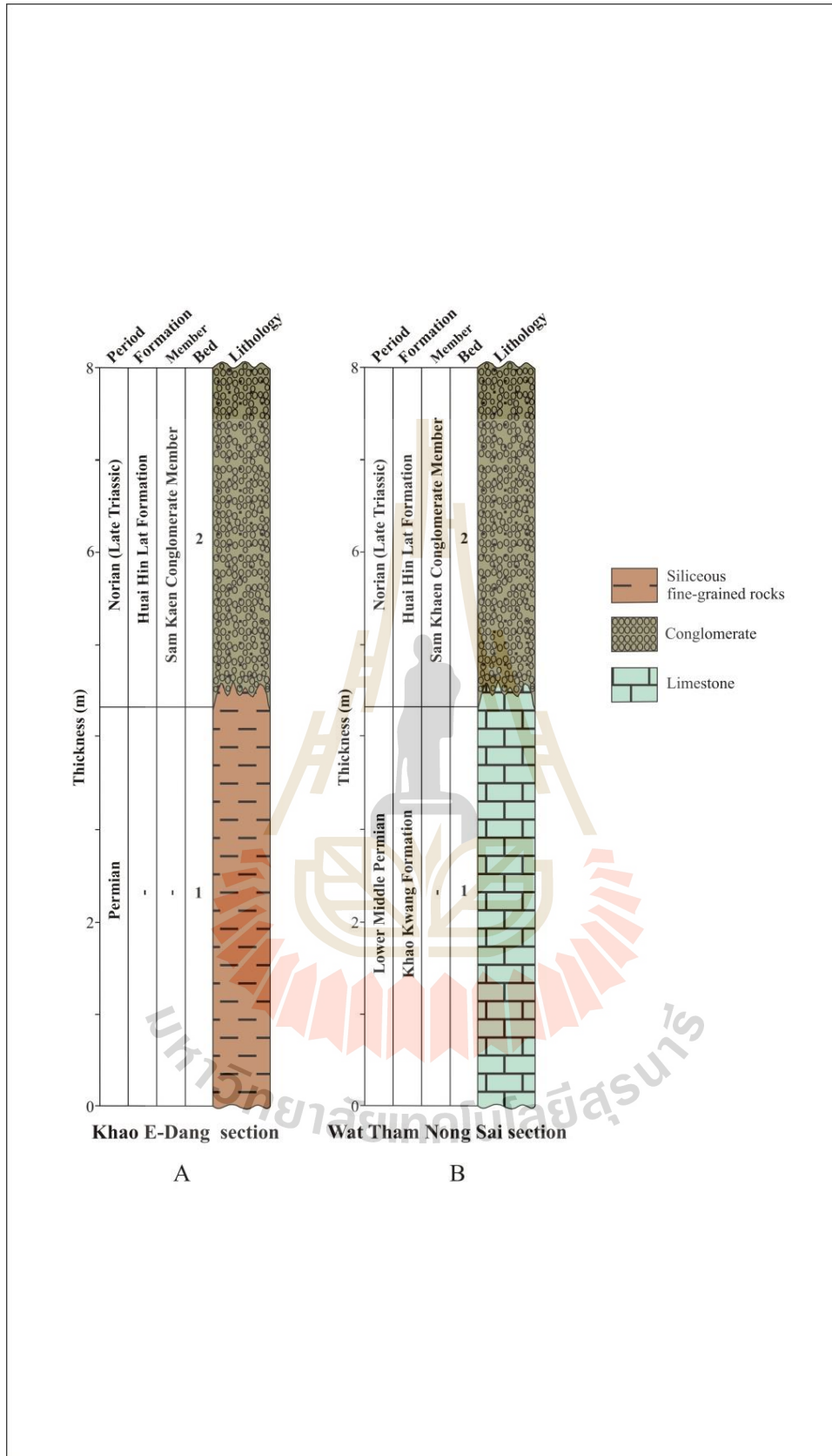
ภาคตัดเขาด่าง (รูปที่ 4.8 และ 4.10A) ประกอบด้วยหินตะกอนขนาดเล็กและหินกรวดมนเป็นส่วนใหญ่ ส่วนภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร (รูปที่ 4.9 และ 4.10B) ประกอบไปด้วยหินปูนและหินกรวดมนเป็นส่วนใหญ่ หินกรวดมนที่พบในส่วนบนของทั้งสองภาคตัดมีลักษณะที่คล้ายคลึงกัน โดยเป็นหินกรวดมนที่มีเนื้อหินที่มีแต่เม็ดตะกอน (Clast-supported texture) ประเภท Orthoconglomerates ซึ่งสามารถแบ่งออกเป็นอีก 2 ชนิด คือ Lithic conglomerate และ Polymictic conglomerate โดยที่ภายในหินกรวดมนประกอบด้วยเศษของหินปูน หินเชิร์ตและหินภูเขาไฟที่มีการคัดขนาดปานกลางและมีขนาดแตกต่างกันจากขนาดกรานูล (2-4 มิลลิเมตร) ถึงขนาดคอบเบิล (64-256 มิลลิเมตร) เศษตะกอนดังกล่าวแสดงความมนถึงม่นมาก (Rounded ถึง well-rounded) มีความกลมต่ำ (Low sphericity) และมีรูปร่างแตกต่างกัน (Sphere disk roller และ blade) เศษหินปูนเหล่านี้พบซากบรรพชีวินของคตข้าวสาร (Fusulinids faunas) ซึ่งบ่งบอกเศษหินดังกล่าวมีอายุยุคเพอร์เมียน (Permian) และหินกรวดมนนั้นมีอายุอ่อนกว่าอายุยุคเพอร์เมียน โดยภาคตัดส่วนล่างของเขาด่างเป็นหินที่มีองค์ประกอบของซิลิกาสูง (Siliceous rocks) ที่มีเนื้อละเอียดและเป็นชั้นหนา ส่วนตอนล่างของภาคตัดวัดถ้ำหนองไทรเป็นชั้นหินปูนที่มีขนาดใหญ่และเป็นชั้นหนา หินปูนนี้สามารถจำแนกได้ว่าเป็นเนื้อหินที่มีแต่เนื้อพื้น (Mud-supported texture) สามารถเรียกได้ว่าเป็นหินปูนมิกโครท์ นอกจากนี้ยังพบว่ามีซากบรรพชีวินของหอยแบริโอพอด (Brachiopods) ปะการัง ไบรโอซัว (Bryozoa) และคตข้าวสาร (Fusulinid) ถูกเก็บรักษาไว้ในเนื้อหินด้วย โดยหินโผล่ของทั้งสองภาคตัดจะมีอัตราของการผุพังที่ค่อนข้างสูง แต่อย่างไรก็ตามหินกรวดมนดังกล่าวยังแสดงการวางตัวในทิศทาง NW-SE โดยมีการเอียงเทประมาณ 10 องศาซึ่งสอดคล้องกับส่วนอื่น ๆ ของภาคตัด



รูปที่ 4.8 การสำรวจภาคสนามบริเวณเขาอีต้าง (47P 779982 N และ 1618739 E) แสดงแนวการสัมผัส (b) ระหว่างหินที่มีองค์ประกอบของแร่ซิลิกาสูงยุคเพอร์เมียน (Permian silicified rock) (a) และหินกรวดมนฐานยุคไทรแอสซิก (Triassic basal conglomerate rocks) (c และ d)



รูปที่ 4.9 การสำรวจภาคสนามบริเวณวัดถ้ำหนองไทร (47P 785052 N และ 1618816 E) แสดงให้เห็นว่ามีการสัมผัสระหว่างหินปูนยุคเพอร์เมียนและหินกรวดมนฐานยุคไทรแอสซิก (Triassic Basal Conglomerates) (a และ b) ที่วางตัวในทิศทางตะวันตกเฉียงเหนือ (c และ d)



รูปที่ 4.10 ภาคตัดลำดับชั้นหินของภาคตัดเขาอีต่าง (A) และภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร (B) ของแอ่งซับพลู

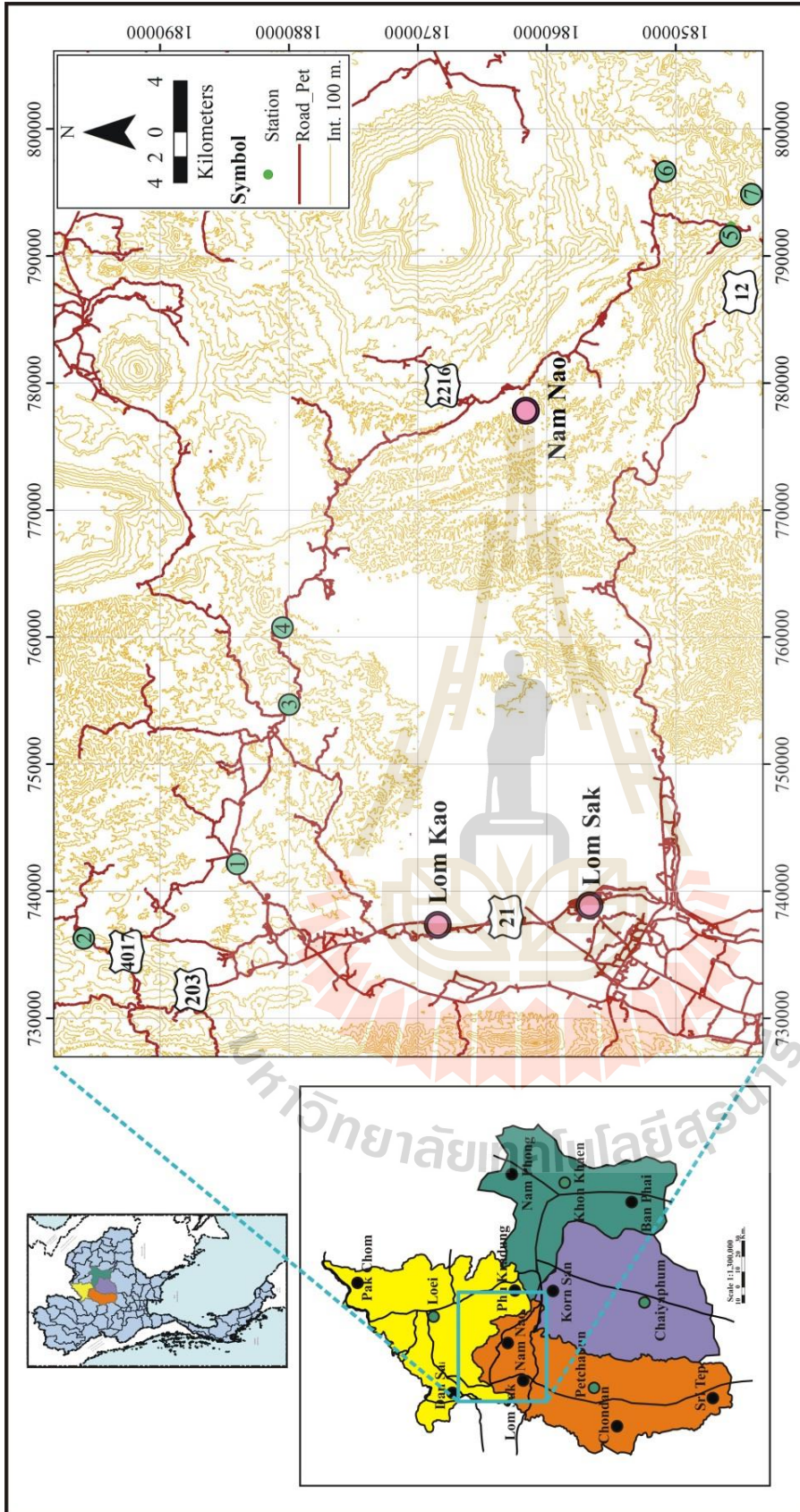
4.1.1.2 พื้นที่แอ่งนาพอสอง

ในพื้นที่แอ่งนาพอสองภาคตัดที่ทำการศึกษาประกอบด้วย ภาคตัดศิลา ภาคตัดตาด เลี้ยว ภาคตัดตาดกลอย ภาคตัดหลักด้าน ภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง ภาคตัดตาดใหญ่และภาคตัดบ้าน ห้วยทรายทอง ตามลำดับ ซึ่งสามารถอธิบายได้ดังนี้

4.1.1.2.1 ภาคตัดศิลา

ภาคตัดการลำดับชั้นหินนี้ตั้งอยู่ที่บ้านสงเปลือย ตำบลศิลา อำเภอห่มเกล้า จังหวัดเพชรบูรณ์ หลักกิโลเมตรที่ 92 + 100 ตามแนวถนนทางหลวงหมายเลข 2216 พิกัด 47Q 742210 N และ 1884191 E กรณแผนที่ทหาร WGS 84 ชุด L7018 5243 II บ้านศิลา มาตราส่วน 1: 50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษได้แสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.11

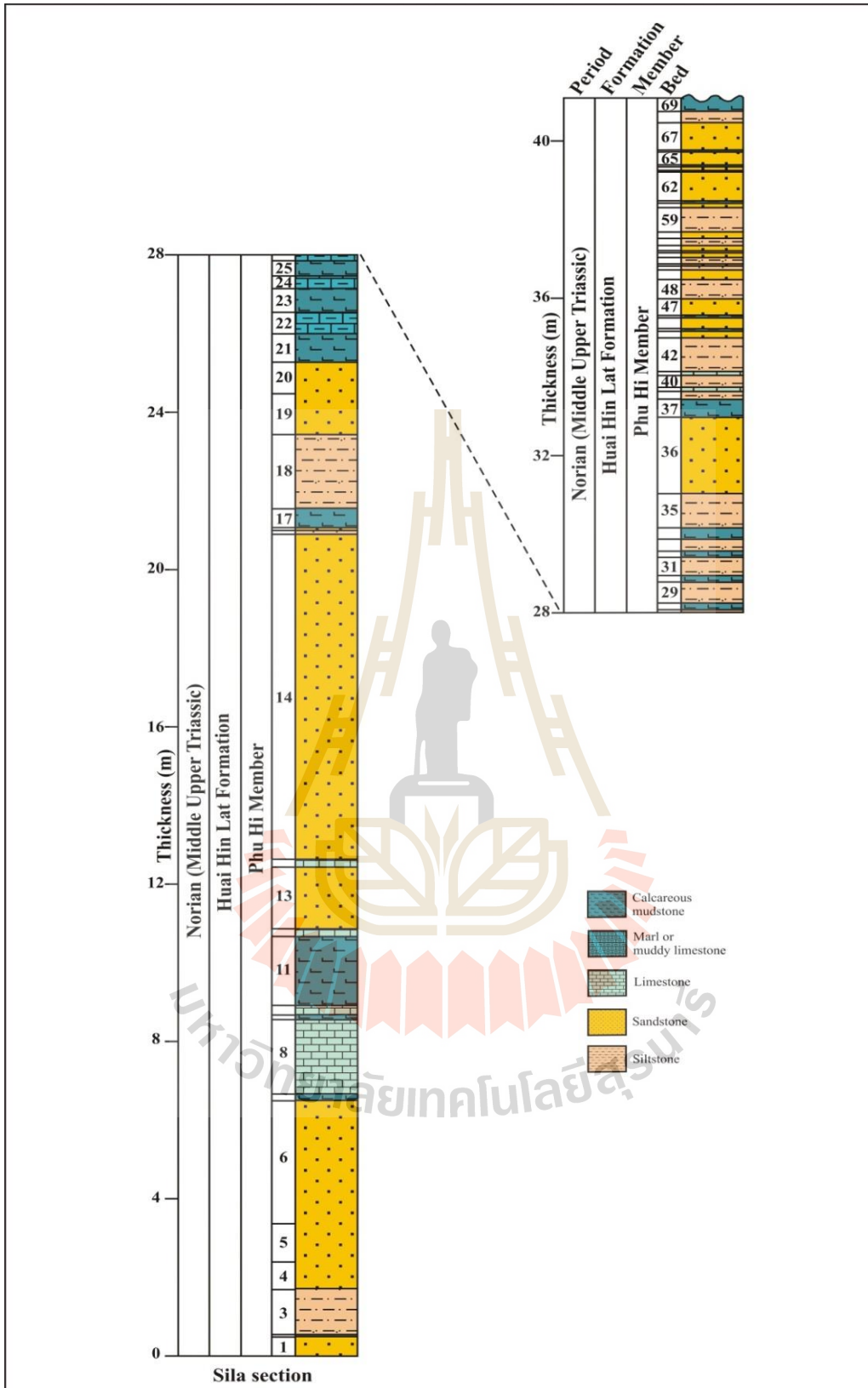
ภาคตัดศิลา (รูปที่ 4.12 และ 4.13) ประกอบไปด้วยหินหลากหลายประเภทและเป็นพื้นที่ภูเขา ลาดต่ำ โดยภาคตัดนี้จะมีความหนา 41 เมตร ประกอบไปด้วยหินทรายเม็ดละเอียดจนถึงเม็ดละเอียด มากแทรกสลับกับหินทรายแป้งและหินโคลน ซึ่งมีเม็ดตะกอนในหินทรายนั้นมีขนาด 0.06-0.2 มิลลิเมตร และมีสีม่วงอมแดง มีความหนาประมาณ 40-850 เซนติเมตร หินทรายนี้จะมีค่าแข็งค่อนข้างมาก เพราะมีตัวเชื่อมประสานประเภทซิลิกา (Siliceous cement) เป็นหลัก หินทรายแป้งจะมีความหนา ของชั้นประมาณ 10-188 เซนติเมตร นอกจากนี้ยังพบชั้นหินทรายที่มีกรวดเม็ดเล็ก ๆ (Fine conglomeratic sandstone) แทรกสลับอยู่ด้วย ซึ่งกรวดนั้นจะมีขนาดเล็กประมาณ 0.1 เซนติเมตร หินกรวดมนที่พบบางส่วนแสดงลักษณะเม็ดหินปูนที่เปลี่ยนแปลงหลังจากมีการสะสมตัวแล้ว (Diagenesis limestone) ที่บ่งชี้ถึงว่าในช่วงเวลานี้มีสภาพแวดล้อมกึ่งแห้งแล้ง (Semi-arid environment) หินโคลนฟูกรดจะมีสีเทาแกมเขียวถึงสีเทาอ่อน โดยทั่วไปจะแสดงชั้นบางจนถึงชั้นหนา มากประมาณ 4-240 เซนติเมตร นอกจากนี้จะพบว่าชั้นที่ 13 พบยิปซัมที่ตอนบนและตอนล่างของชั้น ซึ่งยิปซัมที่พบสามารถอธิบายถึงสภาพแวดล้อมการตกสะสมตัวแบบแห้งแล้ง (Arid environment) ในขณะที่ หินปูนเนื้อโคลนและหินมาร์ลที่พบมีสีเทาอ่อน มีการอัดตัวแน่นและชั้นหินจะหนา ประมาณ 10-20 เซนติเมตร มักแสดงการแทรกสลับกับหินโคลนฟูกรด โดยภาคตัดนี้จะไม่พบเศษซาก พืชและซากบรรพชีวิน (Estheria) และชั้นหินนี้จะแสดงการวางตัวอยู่ที่ประมาณ 246/37 (Dip direction/dip angle)



รูปที่ 4.11 ตำแหน่งที่ทำการศึกษาในอำเภอหนองน้ำหงาย หมายเลข 2216 (อำเภอหนองน้ำหงาย จังหวัดเพชรบูรณ์ ถึง อำเภอด่านซ้าย จังหวัดเลย ประกอบด้วย ภาคตัดทาดสี่เหลี่ยม (1) ภาคตัดทาดสี่เหลี่ยม (2) ภาคตัดทาดกลอยเหนือ (3) ภาคตัดทาดหลักด้าน (4) ภาคตัดทาดเจ้าพ่อหินตั้ง (5) ภาคตัดทาดใหญ่ (6) ภาคตัดบ้านห้วยทรายทอง (7)



รูปที่ 4.12 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดคัตลา (47Q 742210 N และ 1884191 E) แสดงชั้นหินโนไฟลไปตามถนนทางหมายเลข 2016 บ้านสงเปลือย อำเภอหล่มเก่า จังหวัดเพชรบูรณ์ (ผู้ถ่ายในรูปมองไปทางทิศใต้)



รูปที่ 4.13 ภาคตัดลำดับชั้นหินศิลาของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง

4.1.1.2.2 ภาคตัดตาดเลี้ยว

ภาคตัดตาดเลี้ยวตั้งอยู่ที่บ้านตาดเลี้ยว ตำบลอู่ม อำเภอด่านซ้าย จังหวัดเลย หลักกิโลเมตรที่ 14 ไปตามถนนทางหลวงชนบทหมายเลข 4017 ใกล้กับวัดตาดเลี้ยว พิกัด 47Q 736501 N และ 1895756 E กรณแผนที่ทหาร WGS 84 จุด L7018 5243 II บ้านด่านคู่ม มาตรฐาน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ทำการศึกษาดังแสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.11

ภาคตัดตาดเลี้ยว (รูปที่ 4.14 และ 4.15) มีความหนา 34 เมตร ภาคตัดนี้ส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินโคลนฟูกรด หินดินดานฟูกรด และหินทรายฟูกรด ซึ่งแสดงความหนาของชั้นตั้งแต่ไม่กี่เซนติเมตรไปจนถึง 92 เซนติเมตร หินเหล่านี้ทำปฏิกิริยากับกรดอย่างรุนแรงรวมทั้งหินทรายชั้นบางใน ส่วนบนของภาคตัดด้วย โดยจะพบว่าชั้นหินเหล่านี้มีการวางตัวในทิศทางใกล้เคียงกัน (Dip direction/dip angle) ประมาณ 290/13, 310/12, 282/14 และ 293/12 จากชั้นที่ 1-4 ตามลำดับ สีของแต่ละชั้นค่อนข้างแตกต่างกันมากจากสีเทาแกมเขียวไปจนถึงสีดำตลอดทั้งภาคตัด ยกเว้นชั้นที่ 2 และชั้นที่ 6 ซึ่งโดยทั่วไปสีสดจะมีสีดำและสีผุจะมีสีเทาแกมเหลืองไปจนถึงสีเหลือง สำหรับหินปูนเนื้อ โคลนและหินมาร์ลจะแสดงชั้นที่ค่อนข้างบางมากไปจนถึงหนามาก (2-82 เซนติเมตร) ซึ่งจะพบฟอสซิล ในส่วนล่างสุดของชั้นที่ 1-1, 1-2, 1-14, 1-16, 3-1, 3-3, 4-1, 4-3, 4-4 และ 4-10 ซึ่งคาดว่าน่าจะเป็น *Estheria mansuryi* ที่ใช้ยืนยันว่าอยู่ในช่วงอายุนอเรียน (Norian age) ตอนบนสุดของยุคไทรแอสสิก (Kobayashi, 1973)

นอกจากยังพบนี้ซากพืชในชั้นที่ 1-1 และ 1-11 แต่ไม่สามารถระบุได้ว่าเป็นส่วนใดของพืชอันเนื่องมาจากถูกเก็บรักษาไว้ได้ไม่ดีนักและมีสภาพผุพังมาก และยังพบการแสดงชั้นของแร่ยิปซัมในชั้นที่ 3, 4 และ 5 โดยเฉพาะอย่างยิ่งในชั้นที่ 3-8 นั้นแสดงชั้นหนาประมาณ 1.5-2.0 เซนติเมตร ซึ่งแสดงให้เห็นว่าสภาพแวดล้อมการสะสมตัวโบราณของภาคตัดนี้มีการควบคุมตะกอนที่เดิมในแอ่งภายใต้อิทธิพลของสภาพแวดล้อมกึ่งแห้งแล้งที่มีสภาพชื้นเล็กน้อยในช่วงต้น หินทรายที่วางตัวอยู่ด้านล่างมีสีน้ำตาลแกมเหลือง ในขณะที่หินทรายที่วางตัวอยู่ด้านบนสุดเป็นสีม่วงและสีม่วงแกมแดง หินทรายที่วางตัวอยู่ด้านล่าง (หินทรายสีน้ำตาลแกมเหลือง) ไม่แสดงลักษณะของกรวดให้เห็นอยู่ในชั้น ซึ่งเป็นลักษณะที่สำคัญของหมวดหินห้วยหินลาดอายุนอเรียน (Norian age) แต่หินทรายที่วางตัวอยู่ข้างบนที่มีสีม่วงแกมแดงที่อยู่บริเวณเนินเขาทางทิศตะวันตกที่มีลักษณะเป็นภูเขารูปร่างเมซ่า (Mesa shape) โดยจะมีลักษณะที่เป็นหินดินดานสีแดง หินทรายแป้งและหินทรายที่มีหินกรวดมนแทรกสลับอยู่ ซึ่งหินกรวดมนที่แสดงในส่วนบนสุดของภาคตัดเป็นลักษณะที่สำคัญของหินที่สามารถพบได้ในหมวดหินน้ำพองที่วางตัวอยู่บนหมวดหินห้วยหินลาดและอยู่ในส่วนล่างสุดของกลุ่มหินโคราช

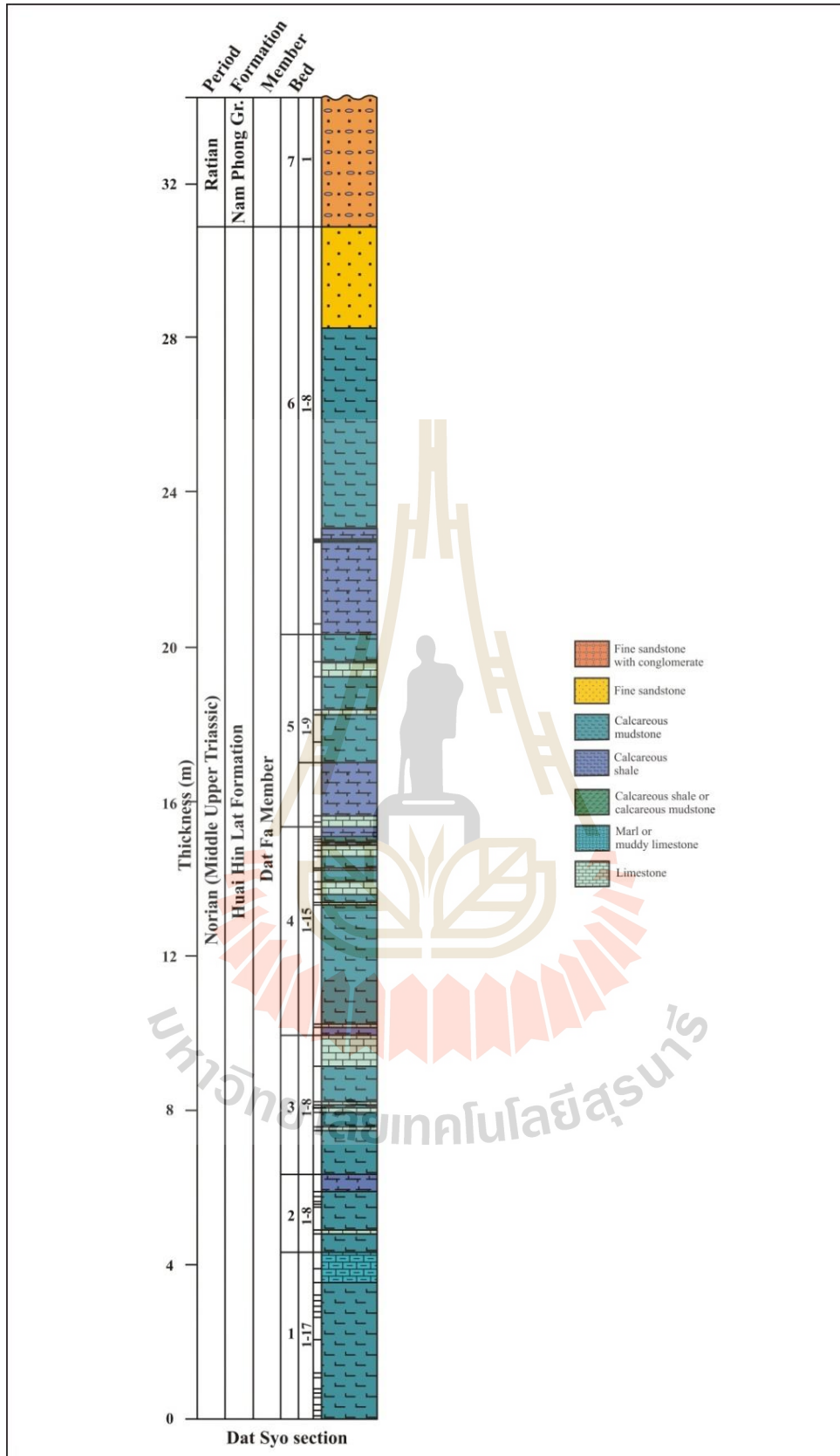
นอกจากนี้ในบริเวณตอนล่างของเนินเขา (ตอนล่างของภาคตัดที่ศึกษา) ยังพบหินลอย (Float rocks) ของหินกรวดมนที่มีเม็ดตะกอนหลากหลายขนาด สามารถจำแนกได้เป็น Polymictic conglomerate ซึ่งอาจจะตกจากเนินเขาด้านบน โดยเม็ดตะกอนที่พบในหินกรวดมนจะมีขนาดตั้งแต่ไม่กี่มิลลิเมตรจนถึงขนาดคอบเบิล ประกอบด้วยหินทรายสีแดง ควอทซ์ หินควอทไซต์ และหินปูน หิน

กรวดมนนี้มีเนื้อแบบเนื้อพื้นเป็นหลัก (Matrix-supported texture) มีความกลมมนต่ำและมีความเป็นเหลี่ยมที่บ่งชี้ว่ามันถูกพัดพามาบ่อยและอยู่ใกล้กับหินต้นกำเนิด นอกจากนี้เนินเขาในด้านทิศตะวันออกของภาคตัดที่ทำการศึกษา (47Q 737426 N และ 1896547 E) ยังแสดงให้เห็น Polymictic conglomerates ซึ่งเม็ดกรวดที่พบมีขนาดตั้งแต่ไม่กี่มิลลิเมตรถึงขนาดคอบเบิล (Cobbles) เนื้อหินประกอบด้วยเศษหินทรายสีแดง เศษหินโคลน เศษหินกรวดมน เศษหินควอทซ์ไซต์และเศษหินดินดานแทรกสลับกับหินปูน เนื้อของหินกรวดมนดังกล่าวเป็นแบบเนื้อพื้นเป็นหลัก (Matrix-supported texture) เศษหินมีความเป็นทรงกลมต่ำแต่มีความมนมากกว่าหินที่อยู่ด้านบน ซึ่งสามารถระบุได้ว่ามีการคัดขนาดไม่ดีซึ่งบ่งบอกถึงการพัดพามาไม่ไกลจากแหล่งหินต้นกำเนิด ซึ่ง Polymictic conglomerates เหล่านี้มีลักษณะที่สำคัญที่สามารถพบได้ในหินหมวดหินน้ำพองและนอกจากนี้เศษหินที่พบในหินกรวดมนดังกล่าวมีลักษณะของหินที่มาจากหมวดหินห้วยหินลาด (เศษหินดินดานแทรกสลับหินปูน) และหินยุคเพอร์เมียนที่มีอายุแก่กว่า





รูปที่ 4.14 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดตาดเฉียง (47Q 736501 N และ 1895756 E) ซึ่ง (a) ถึง (f) แสดงภาคตัดด้านล่าง ภาคตัดด้านบนและภาคตัดด้านบนสุดซึ่งแสดงรอยต่อระหว่างหมวดหินห้วยหินลาดและหมวดหินน้ำพองที่วางตัวในทิศตะวันตกเฉียงเหนือ



รูปที่ 4.15 ภาคตัดลำดับชั้นหินตาดเสี้ยวของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาโพสอง

4.1.1.2.3 ภาคตัดตาดกलयเหนือ

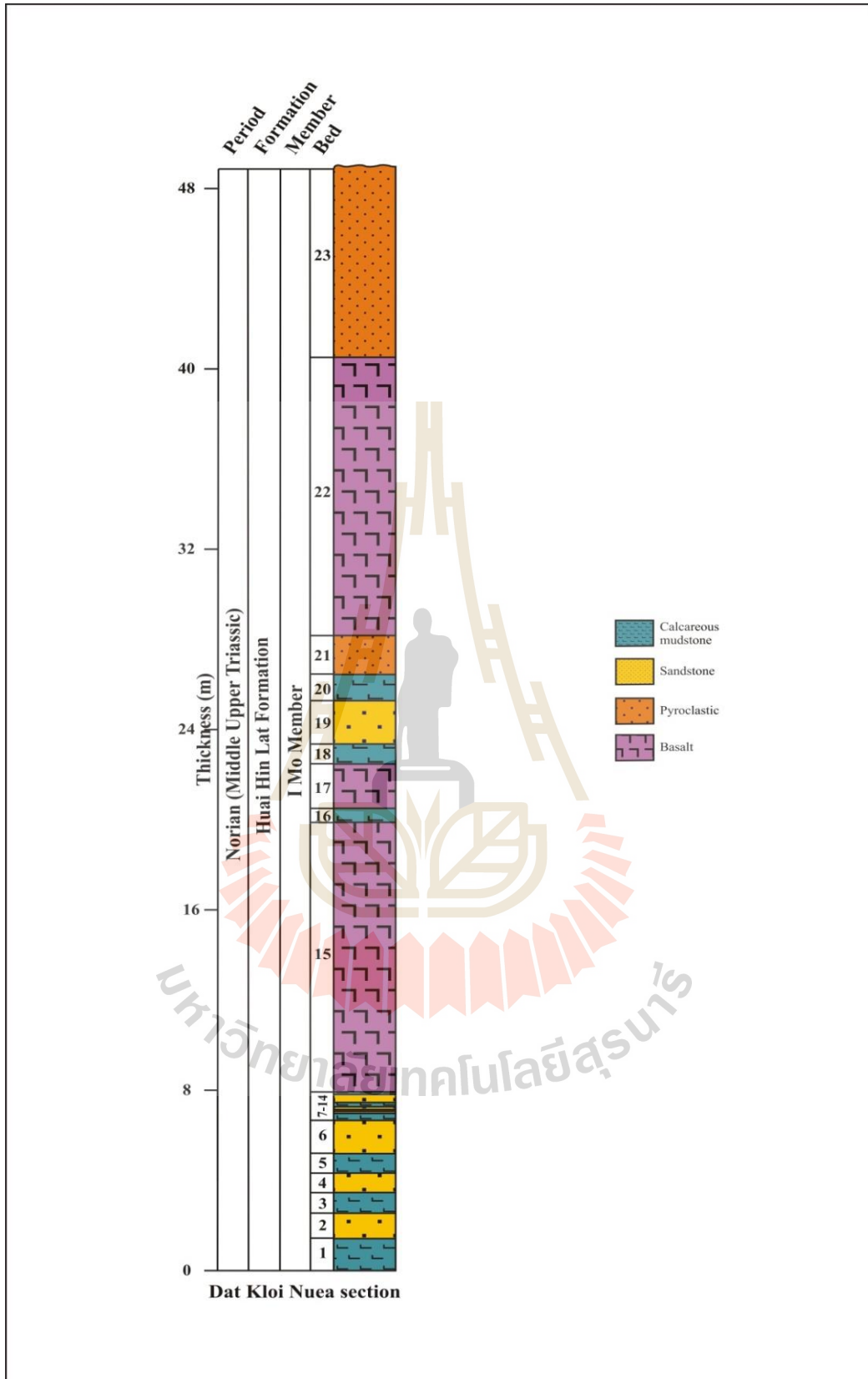
ภาคตัดการลำดับชั้นหินนี้อยู่ในพื้นที่ บ้านตาดกलयเหนือ ตำบลศิลา อำเภอ หล่มเก่า จังหวัดเพชรบูรณ์ หลักกิโลเมตรที่ 77 + 050 ตามถนนชนบทหมายเลข 2216 ตั้งอยู่ที่ 47Q 754714 N และ 1880033 E ในกรมแผนที่ทหาร แผนที่ภูมิประเทศ WGS 84 ชุด L7018 5242 I บ้านท่าช้าง มาตรฐาน 1: 50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาดังแสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.11

ภาคตัดตาดกलयเหนือ (รูปที่ 4.16 และ 4.17) มีความหนา 50 เมตร ส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยหินภูเขาไฟและหินถ้ำภูเขาไฟที่แทรกสลับกับหินตะกอนเนื้อละเอียด พบหินบะซอลต์ซึ่งวางตัวสอดคล้องกับหินตะกอนเนื้อละเอียดในภาคตัดนี้ โดยหินตะกอนภูเขาไฟที่อยู่ในส่วนบนของภาคตัดจะมีสีเทาอ่อน สีเทาแกมเขียว และสีเทาแกมม่วง ภาคตัดส่วนบนที่มีสีเทาอ่อนมีแร่ควอร์ตซ์มากและมีเศษแร่เฟลด์สปาร์ที่มีความมน (Roundness) และความเป็นทรงกลมสูง (High sphericity) และมีเนื้อหินแบบเนื้อฟองอากาศ (Vesicular texture) แต่ในส่วนของหินถ้ำภูเขาไฟที่มีสีเขียวแกมเทาและสีเทาแกมม่วง ไม่มีเศษแร่ดังกล่าว โดยหินตะกอนเนื้อเม็ดขนาดเล็กประกอบด้วยหินทรายฟุ้งกรวดและหินโคลนที่ทำปฏิกิริยาปานกลางกับกรด ซึ่งชั้นหินเหล่านี้แสดงความหนาตั้งแต่ไม่กี่เซนติเมตรจนถึง 2 เมตร แต่ถึงแม้ว่าหินเหล่านี้จะได้รับผลกระทบจากหินภูเขาไฟ หินเหล่านี้ก็ไม่ค่อยแสดงหลักฐานของการเปลี่ยนแปลงที่รุนแรงและจากผลการศึกษาพบว่าหินทรายในภาคตัดนี้มีการเปลี่ยนแปลงลักษณะเปลี่ยนเป็นหินทรายกึ่งแปร (Metasandstone) ที่แข็งมากขึ้นแต่ยังปรากฏโครงสร้างของชั้นเฉียงระดับภายในชั้นดังกล่าวและสามารถวัดการวางตัว (Dip direction/dip angle) ได้ประมาณ 268/43





รูปที่ 4.16 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดตกलयเหนือ (47Q 754714 N และ 1880033 E) แสดงให้เห็นถึงหินภูเขาไฟ หินตะกอนภูเขาไฟและ หินตะกอนเนื้อเม็ดยะเอียดซึ่งขึ้นหินดังกล่าวมีการวางตัวเป็นทิศตะวันออก



รูปที่ 4.17 ภาคตัดลำดับชั้นหินตาดกलयเหนือของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง

4.1.1.2.4 ภาคตัดหลักด้าน

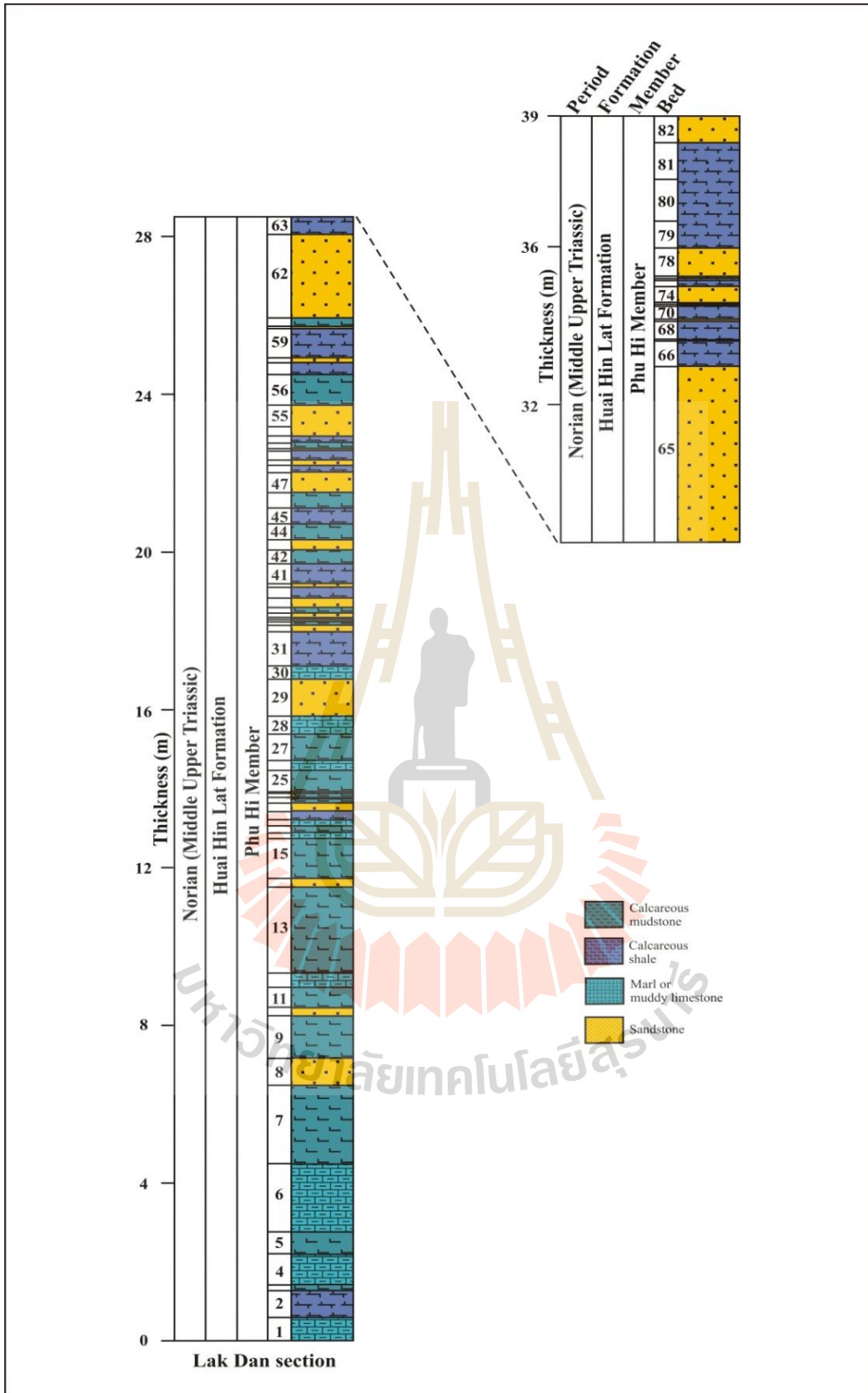
ภาคตัดหลักด้านตั้งอยู่ที่บ้านหลักด้าน ตำบลหลักด้าน อำเภอน้ำหนาว จังหวัดเพชรบูรณ์ หลักกิโลเมตรที่ 67+200 ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2216 พิกัด 47Q 760707 N และ 1880500 E กรณแผนที่ทหาร WGS 84 จุด L7018 5242 I บ้านท่าช้าง มาตรฐาน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาดังแสดงไว้แล้วแล้วในรูปที่ 4.11

ภาคตัดหลักด้านนี้มีความหนา 39 เมตร มีมุมเอียงเทสูงทางทิศตะวันออกและค่อย ๆ ลดลงไปจนมีมุมเอียงเทต่ำลงทางทิศตะวันตก ภาคตัดนี้ (รูปที่ 4.18 และ 4.19) ส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินทรายเม็ดเล็ก หินดินดานฟูกรดและหินโคลนฟูกรด โดยหินดินดานฟูกรดและหินโคลนฟูกรดจะมีสีดําแกมเทาไปจนถึงสีดําเข้ม แสดงแนวแตกถึตามชั้นหิน (Bedding fissility) ให้เห็นชัดเจนและไม่พบเศษซากพืชและซากบรรพชีวินให้เห็นภายในภาคตัด โดยหินทรายส่วนบนของภาคตัดมีเนื้อละเอียด สีเทา สีดําอมเทาและสีดําเข้มเป็นส่วนใหญ่ นอกจากนี้หินทรายเหล่านี้จะแสดงการวางชั้นแบบเรียงขนาดจากเม็ดละเอียดไปจนถึงเม็ดหยาบจากตอนล่างจนถึงตอนบนของภาคตัดส่วนบน โดยชั้นที่ 82 จะประกอบด้วยหินทรายที่มีแร่เฟลด์สปาร์ แร่ไมกา และหินเชิร์ตชั้นบางที่แสดงการวางตัว (Dip direction/dip angle) ประมาณ 270/27, 243/43 และ 270/46





รูปที่ 4.18 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดที่ถัด่าน (47Q 760707 N และ 1880500 E) ซึ่งแสดงหินดินดานปูกรตแทรกสลับกับหินทรายฟูกรต โดย (a) และ (b) อยู่ด้านซ้ายและขวาของชั้นหินเผล



รูปที่ 4.19 ภาคตัดลำดับชั้นหินหลักด้านของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาโพสอง

4.1.1.2.5 ภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง

ภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง ตั้งอยู่ที่บ้านห้วยสนามทราย ตำบลห้วยสนามทราย อำเภอป่าหนาว จังหวัดเพชรบูรณ์ หลักกิโลเมตรที่ 2+150 ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2216 พิกัด 47Q 792362 N และ 1845710 E กรมแผนที่ทหาร WGS 84 L7018 5342 III เชื้ออนุภาครณ มาตราส่วน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาดังแสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.11

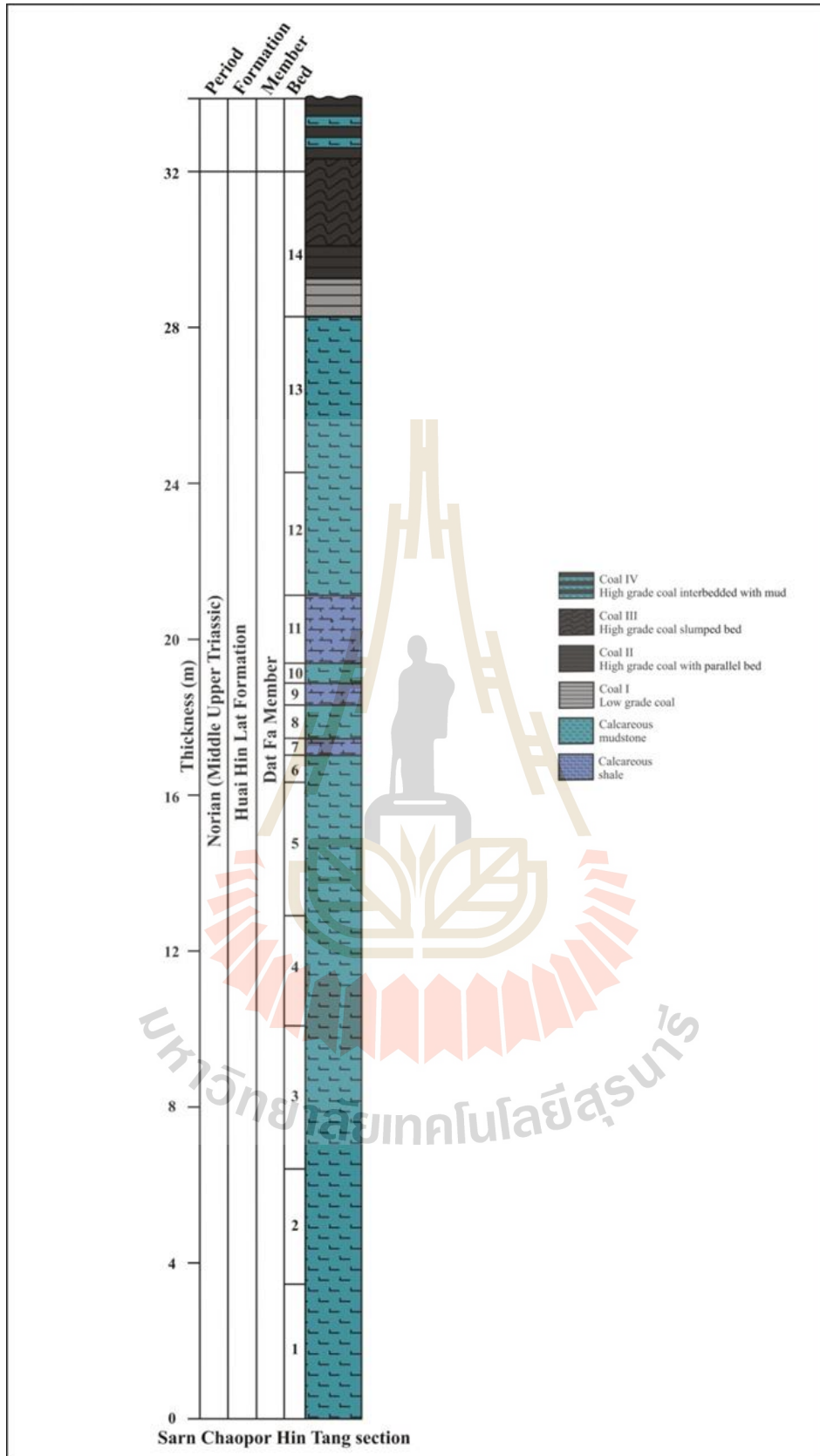
ภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้ง (รูปที่ 4.20 และ 4.21) มีความหนามากกว่า 32 เมตร ส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินดินดานฟูกรด หินโคลนฟูกรดและถูกทับโดยชั้นถ่านหินที่ค่อนข้างหนา ในชั้นหินดินดานฟูกรดจะแสดงแนวแตกถึตามชั้นหิน (Bedding fissility) อย่างชัดเจนตลอดทั้งชั้น ซึ่งหินโคลนฟูกรดนี้จะมีเนื้อแน่นกว่าหินดินดานฟูกรด ซึ่งหินทั้งสองมีสีดำแกมเทาถึงสีดำเข้มและไม่พบเศษซากพืชและซากบรรพชีวินในภาคตัดนี้ อย่างไรก็ตามหินโผล่บริเวณตรงข้ามกับบริเวณที่ทำการศึกษามีซากบรรพชีวินจำพวก Ostracods เป็นจำนวนมากและมีการเก็บรักษาไว้เป็นอย่างดีโดยเฉพาะอย่างยิ่งในหินปูน โดยถ่านหินที่พบส่วนใหญ่มีสีดำดำน มีลักษณะเปราะมาก สะท้อนแสงดีและมีน้ำหนักเบาสามารถแบ่งออกเป็นสี่หน่วยย่อย (Unit I-IV) ประกอบด้วย Unit I เป็นถ่านหินเกรดต่ำที่สุดและไม่มีโครงสร้างที่สำคัญ ชั้นถ่านหินส่วนนี้จะขนานไปกับหินที่วางตัวอยู่ด้านล่าง Unit II เป็นถ่านหินที่มีเกรดสูงขึ้น ชั้นหินของ Unit II นี้สอดคล้องกับ Unit I ที่อยู่ด้านล่าง โดย Unit I จะมีความหนา 1.0 เมตร ในขณะที่ Unit II มีความหนา 0.85 เมตร Unit III เป็นถ่านหินเกรดสูงขึ้นไปที่มีความหนา 2.30 เมตรและวางตัวอยู่บน Unit I และ Unit II ที่การวางตัวทำมุมสูง โดยการเอียงเทของ Unit I และ Unit II อาจแสดงการเอียงเทของชั้นหินก่อนการสะสมตัวของ Unit III และมีลักษณะเป็นรูปปลีมนอกจากนี้ยังพบโครงสร้างการเลื่อนหลุดเป็นกะปิ (Slumped structures) (รูปที่ 4.22) ถูกค้นพบอย่างต่อเนื่องใน Unit III ซึ่งอาจจะเกิดบนพื้นที่ที่มีความลาดชันและไม่เสถียรและตะกอนที่สะสมตัวในพื้นที่ที่มีลักษณะแบบนี้เมื่อมีการสูญเสียน้ำอย่างต่อเนื่องก็จะทำให้เกิดการเลื่อนเป็นกะปิ (Slump) ซึ่งลักษณะดังกล่าวจะแสดงถึงความเกี่ยวข้องกับรอยเลื่อนขนาดเล็กในพื้นที่ ทำให้เกิดระนาบเลื่อน (Slide planes) ที่มีมุมเอียงเทปานกลาง เกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะขณะตกตะกอน (Penecontemporaneous) การตกผลึกใหม่ของชั้นแร่แคลไซต์จะเกิดขึ้นตามระนาบที่มีมุมเอียงเท (Slide planes) และชั้นถ่านหินในหลายทิศทางซึ่งสามารถพบได้เฉพาะใน Unit III เท่านั้น จากหลักฐานดังกล่าวแสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่าอาจจะมีการเคลื่อนที่ทางด้านข้างที่ค่อนข้างกว้างขวางบน Delta fronts ที่มีการทรุดตัว (Selley, 2000) สุดท้าย Unit IV เป็นถ่านหินเกรดสูงที่แทรกสลับกับหินโคลนที่ชั้นหินแสดงการเอียงเทเล็กน้อยและมีความหนามากกว่า 10 เมตร ถ่านหินในชั้นนี้ค่อนข้างสกปรก (มีแร่ดินสูง) และแทรกสลับอยู่กับหินโคลน โดย Unit IV นี้พบว่ามีอัตราการฝังอยู่กับที่สูงมาก ดังนั้นจึงแสดงให้เห็นชั้นหินและการวางตัวที่ไม่ชัดเจน นอกจากนี้ยังพบระแหงโคลน (Mud crack) ในบริเวณเนินเขาตอนบนของ Unit IV ซึ่งแสดงให้เห็นถึงแอ่งสะสมตะกอนดังกล่าวค่อย ๆ ตื้นขึ้น หรือมีการยกตัวสูงขึ้นจาก Unit I-IV

โดยทั่วไปการสะสมตัวของถ่านหินในแหล่งน้ำจืดนั้นมักจะสะสมอยู่ในหนอง บึง หรือที่ชื้นแฉะบนที่ราบน้ำท่วมถึงซึ่งอาจจะอยู่ระหว่างหรือติดกับแม่น้ำก็ได้ สภาพแวดล้อมเหล่านี้ตั้งอยู่ในพื้นที่บริเวณที่มีการทรุดตัวของพื้นที่แล้วมีน้ำไหลหรือเติมเข้าไป (Water-filled depressions) ซึ่งสอดคล้องกับลักษณะธรณีแปรสัณฐานแบบกราเบน (Graben structures เช่น rift valleys) หรือสภาพภูมิอากาศ โดยจะทำให้เกิดการพัฒนากลายเป็นทะเลสาบที่มีพีชีน้ำและต้นไม้เจริญเติบโต (Suárez-Ruiz et al., 2012) ซึ่งพื้นที่เหล่านี้ส่วนใหญ่เกิดขึ้นในที่ที่เป็นแอ่งและมีการระบายน้ำไม่ดีดังแสดงในรูปที่ 4.23 และจากรูปแบบชุดลักษณะของพื้นที่ที่ปกคลุมไปด้วยไม้เตี้ย ๆ (Facies of moor types) และจากลักษณะและองค์ประกอบของถ่านหิน (Teichmuller et al., 1982; Suárez-Ruiz et al., 2012) จึงสามารถบ่งชี้ถึงชุดลักษณะที่พบว่าเป็นแบบ Open water moor type เพราะจากการศึกษาด้วยกล้องจุลทรรศน์พบว่ามีความชื้นน้อยแต่ยังมีสีเข้มและพบว่ามีปริมาณแร่ดินเหนียวที่ค่อนข้างสูง

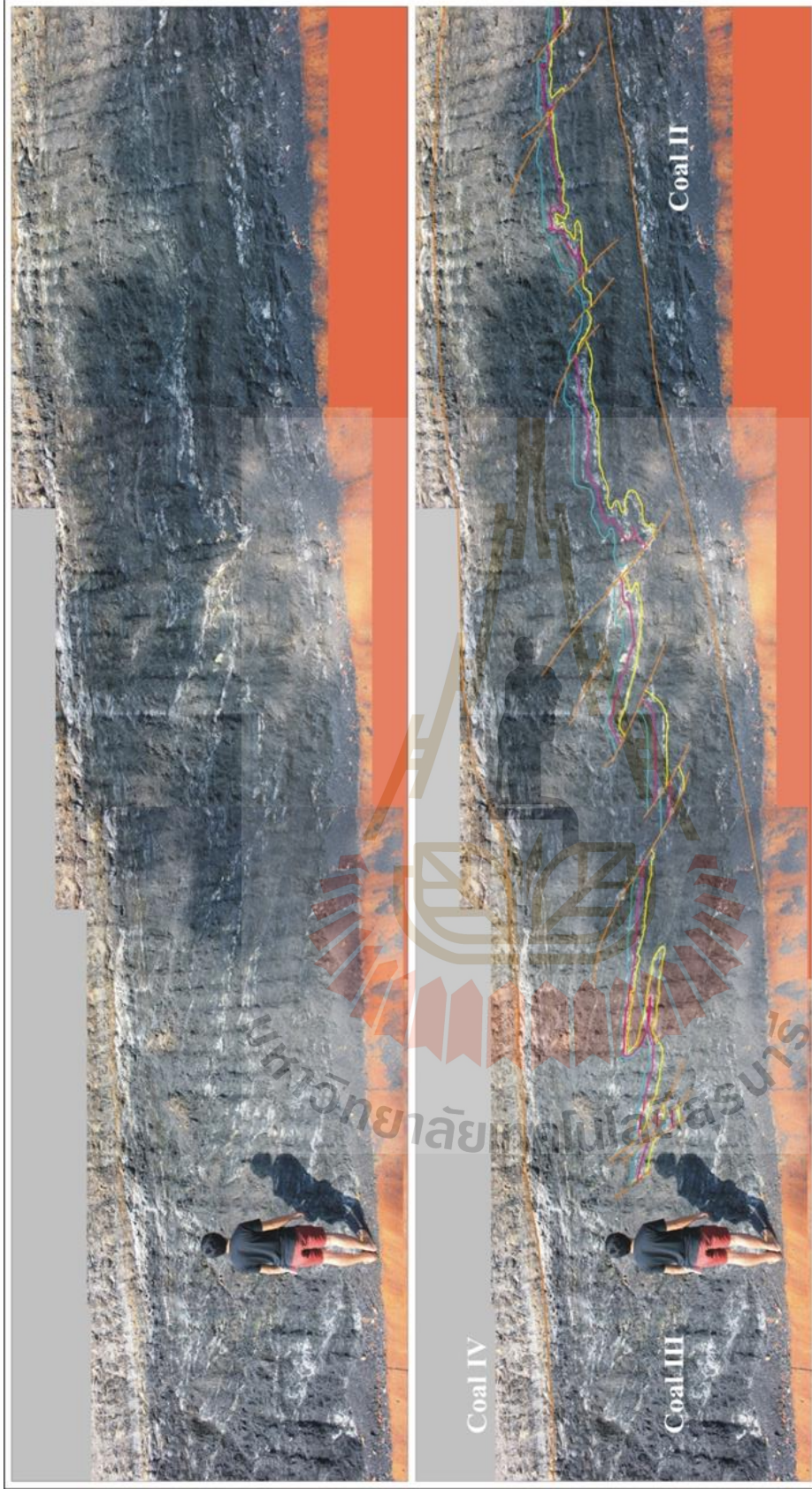
จากการศึกษาภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้งพบว่าชั้นถ่านหินที่พบจะค่อนข้างหนาและค่อย ๆ เปลี่ยนเป็นหินทรายฟุ้งกรวดที่วางตัวอยู่ด้านบนที่หลักกิโลเมตรที่ 1+975 ซึ่งชั้นหินเหล่านี้จะแสดงการวางตัวประมาณ (Dip direction/dip angle) 237/27 โดยจากคุณลักษณะเหล่านี้สามารถยืนยันได้ว่าลำดับชั้นหินของภาคตัดศาลเจ้าพ่อนี้ตกสะสมตัวในบึงที่มีความเกี่ยวข้องกับอิทธิพลของตะกอนทางน้ำในขั้นสุดท้ายที่แอ่งสะสมตะกอนหรือทะเลสาบกำลังถูกเติมจากตะกอนจนเกือบเต็มแล้ว



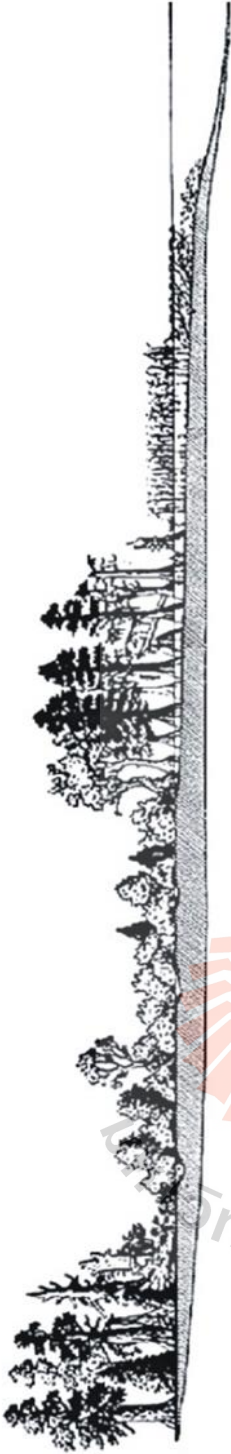
รูปที่ 4.20 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดค่าฟอหินตั้ง (47Q 792362 N และ 1845710 E) ซึ่งแสดงผ่านหินหนาคล้ายคลึงกับบริเวณ
บ้านห้วยสนามทราย อำเภอน้ำหนาว จังหวัดเพชรบูรณ์



รูปที่ 4.21 ภาคตัดลำดับชั้นหินศาลเจ้าพ่อหินตั้งของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง



รูปที่ 4.22 โครงสร้างการเลื่อนหลุดเป็นกะบิ (Slumped structures) ซึ่งเกี่ยวข้องกับรอยเลื่อนขนาดเล็กรที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงลักษณะขณะตกตะกอน



Moortype:	Sequoia moor	Myricaceae-Cyrtillaceae moor	Nissa-Taxodium swamp	Reed moor	Open water
Resulting coal					
- Megascopic	dark brown with coalified trees stems (xylitic)	less stems	more stems	lighter brown coal without stems (detrital)	dark, tough brown coal (detrital)
- Microscopic	with stump horizon much humotelinite (textinite A), well preserved tissues	much humotelinite, poorly preserved tissues	much humotelinite, better preserved tissues	much humotelinite, very few tissues	much humotelinite and much liptinite, often clay minerals

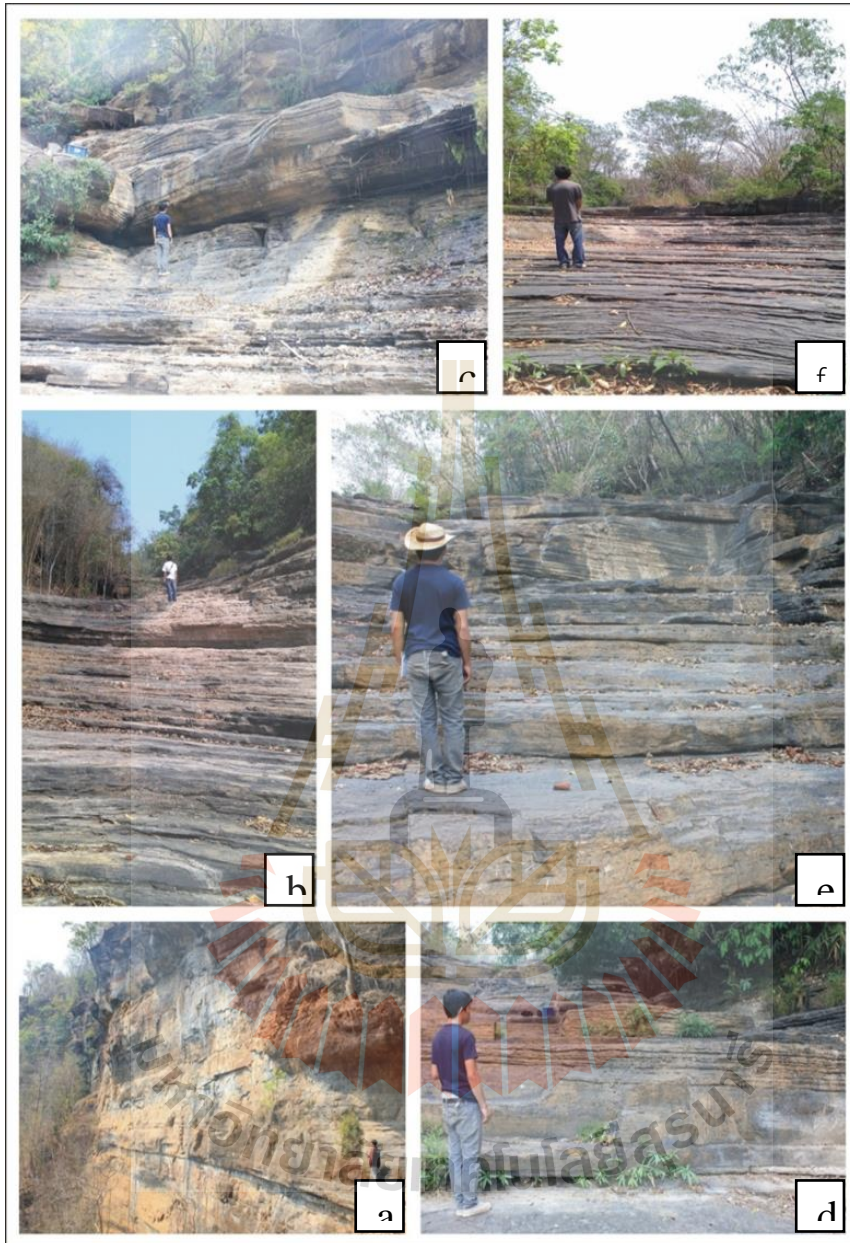
รูปที่ 4.23 ชุดลักษณะชนิดของพื้นที่ที่ปกคลุมไปด้วยไม้เตี้ย ๆ (Facies of moor types) ในสมัยไมโอซีน (คัดลอกจาก Teichmüller et al., 1982)

4.1.1.2.6 ภาคตัดตาดใหญ่

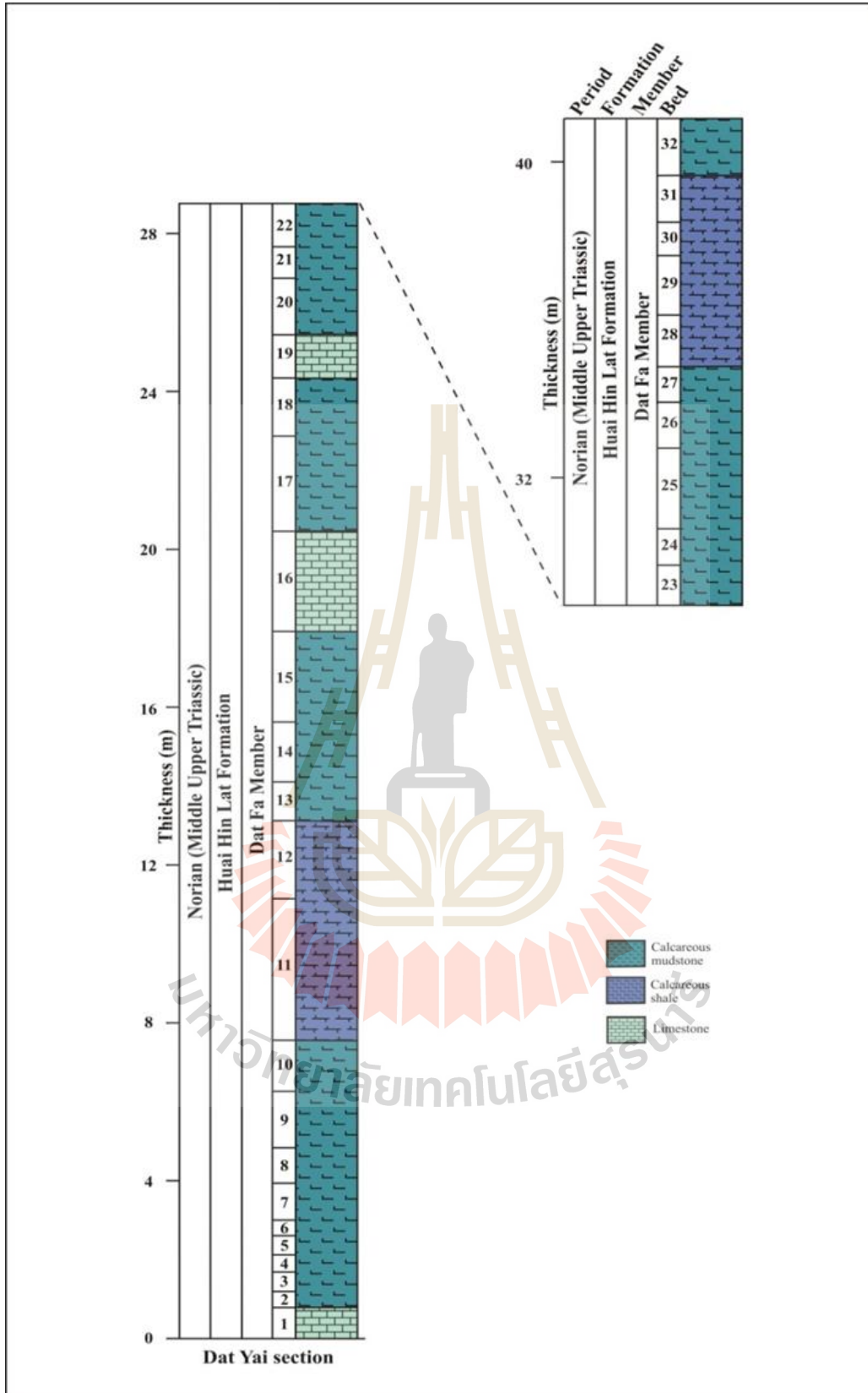
ภาคตัดตาดใหญ่นี้ตั้งอยู่ที่บ้านดงมะไฟ ตำบลโคกมน อำเภอน้ำหนาว จังหวัดเพชรบูรณ์ ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2216 หลักกิโลเมตรที่ 8+500 และเลี้ยวเข้าสู่ น้ำตกตาดใหญ่ พิกัด 796604 N และ 1850718 E กรมแผนที่ทหาร WGS 84 L7018 5342 II อำเภอคอนสาร มาตราส่วน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาค้นคว้าได้แสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.11

น้ำตกตาดใหญ่ (รูปที่ 4.24) แสดงลำดับชั้นหินให้เห็นตลอดการไหลของน้ำตกตั้งแต่ต้นสายถึงปลายสายที่มีความหนา 42 เมตร รูปที่ 4.25 แสดงภาคตัดตาดใหญ่ซึ่งสามารถจำแนกได้ว่าเป็นชุดลักษณะล่างสุด (Lowest facies) ของหมวดหินห้วยหินลาดเนื่องจากหินเหล่านี้ถูกสะสมอยู่ในแอ่งทะเลสาบน้ำลึกที่มีการเก็บรักษาอินทรีย์วัตถุและตะกอนสูง ภาคตัดนี้ส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินดินดานฟูกรด หินโคลนฟูกรดและหินปูนเนื้อโคลนที่มีสีดำเข้มกับมีเนื้อดิน (Dull texture) หินปูนเนื้อโคลนมีความคงทนสูงและเนื้อแน่นมาก นอกจากนี้เนื้อพื้น (Matrix) ของหินมีผลึกแร่แคลไซต์ที่กระจายตัวตลอดทั้งภาคตัดและแร่แคลไซต์ที่เกิดขึ้นมีขนาดประมาณ 0.5-1 เซนติเมตร หินดินดานฟูกรดแสดงชั้นบาง แสดงแนวแตกถี่ (Fisility) ไม่ชัดเจนและมีความหนาของชั้นประมาณ 2-5 เซนติเมตร แต่ในทางตรงกันข้ามหินโคลนฟูกรดจะมีความหนาของชั้นที่หนากว่า โดยในชั้นหินโคลนฟูกรดมีผลึกแร่แคลไซต์ขนาดเล็กเกิดขึ้นและกระจายในบางส่วนของชั้นหิน ซึ่งชั้นผลึกแร่แคลไซต์ที่เกิดขึ้นจะมีความหนาดั้งแต่เพียงไม่กี่มิลลิเมตรถึง 1 เซนติเมตร และส่วนกลางของภาคตัดจะแสดงระนาบของชั้นได้ชัดเจนกว่าภาคตัดส่วนบนและพบร่องรอยของแร่แคลไซต์ที่ละลายออกไปอยู่ตามระนาบของชั้นหินดังกล่าว นอกจากนี้ยังพบแร่ไพไรต์ (Pyrites) มีลักษณะเป็นกระเปาะที่ไม่มีรูปร่างชัดเจนและแร่ไพไรต์จะมีสีน้ำตาลแกมเหลืองคล้ายกับก้อนดินเมื่อผุแล้ว ซึ่งแร่ไพไรต์เหล่านี้จะแพร่กระจายเป็นปริมาณมากตลอดทั้งชั้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งในภาคตัดส่วนบน ในชั้นที่ 9 และ 31 ยังพบเศษซากพืชกระจายเป็นจำนวนมากในชั้นทั้งสองแต่ไม่สามารถระบุถึงกลุ่มของมาซีราลได้ เนื่องจากมีการเก็บรักษาที่ไม่ดีและชั้นหินดังกล่าวค่อนข้างผุมาก นอกจากนี้ยังพบซากบรรพชีวินของ *Estheria* sp. กระจายเป็นจำนวนมากที่ตอนล่างของชั้นที่ 4, 8 และ 9 ซึ่งสามารถบ่งชี้ถึงถึงอายุนอเรียน (Norian age) ตามการศึกษาของ Kobayashi (1973) ทำให้ทราบว่าชั้นหินนี้ตกสะสมตัวอายุนอเรียน โดยชั้นส่วนพืชและ *Estheria* sp. เหล่านี้จะสะสมเป็นสารอินทรีย์และถูกทำให้เปลี่ยนสภาพเป็นสารไฮโดรคาร์บอนในระบบปิโตรเลียมต่อไป จากการศึกษาพบว่า น่าจะมีแรงภายนอกและแรงภายในส่งผลกระทบท่อพื้นที่ที่ทำการศึกษาค้นคว้าซึ่งสังเกตได้จากการมีแนวแตก (Joints) เกิดขึ้นหลายชุด ซึ่งแสดงการวางตัวอยู่หลายทิศทาง เช่น 208/82 และ 343/88 บนชั้นที่ 10, 335/68, 014/89 และ 114/66 บนชั้นที่ 19 และ 251/85 และ 333/88 บนชั้นที่ 16 ยิ่งไปกว่านั้นจากการศึกษาของ DMR (2012) ซึ่งได้ทำการศึกษาด้านศิลาวรรณาจากแผ่นหินบาง (Thin sections) พบโครงสร้างที่น่าสนใจ ซึ่งบ่งบอกว่ามีกระบวนการเปลี่ยนแปลงหลังการสะสมตัว (Diagenesis process) ซึ่งส่งผลกระทบท่อภาคตัดการลำดับชั้นหินนี้ โดยโครงสร้างที่บ่งบอกถึงกระบวนการเปลี่ยนแปลงหลังการสะสมตัว (Diagenesis process) ที่สำคัญ คือ Stylolite ซึ่งมี

ลักษณะเหมือนรูปแบบพื้นเลื่อยที่จะเจาะระหว่างชั้นหินเนื่องจากอิทธิพลของความดันทำให้ชั้นหินที่สามารถละลายได้เกิดการละลาย (DMR, 2012)



รูปที่ 4.24 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดตาดใหญ่ (47Q 796604 N และ 1850718 E) แสดงให้เห็นถึงชั้นหินโคลที่เพิ่มขึ้นตามทิศทางการไหลของน้ำตกตาดใหญ่และ (a) ถึง (f) แสดงภาคตัดส่วนล่างถึงภาคตัดส่วนบนตามลำดับ

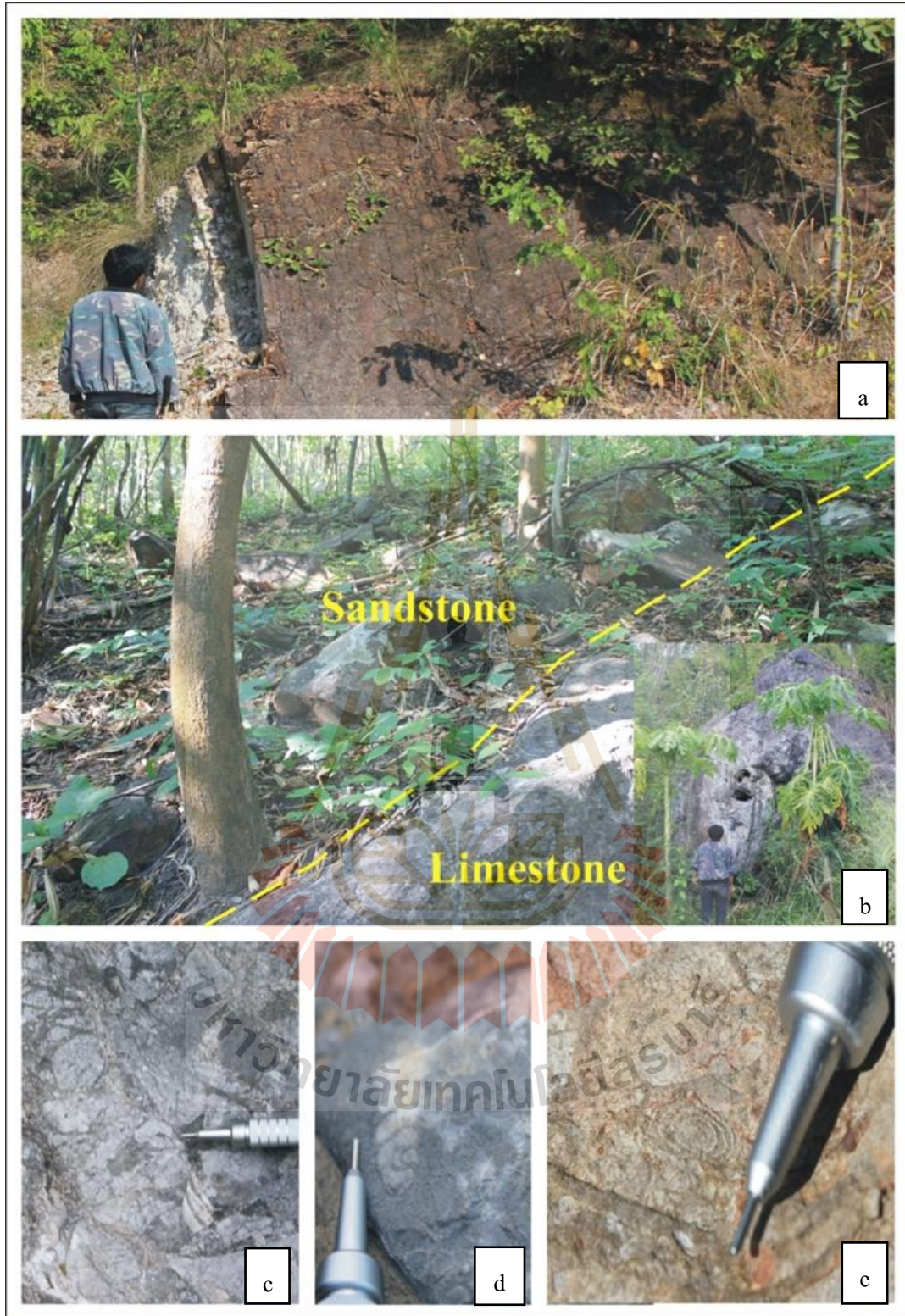


รูปที่ 4.25 ภาคตัดลำดับชั้นหินตาดใหญ่ของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง

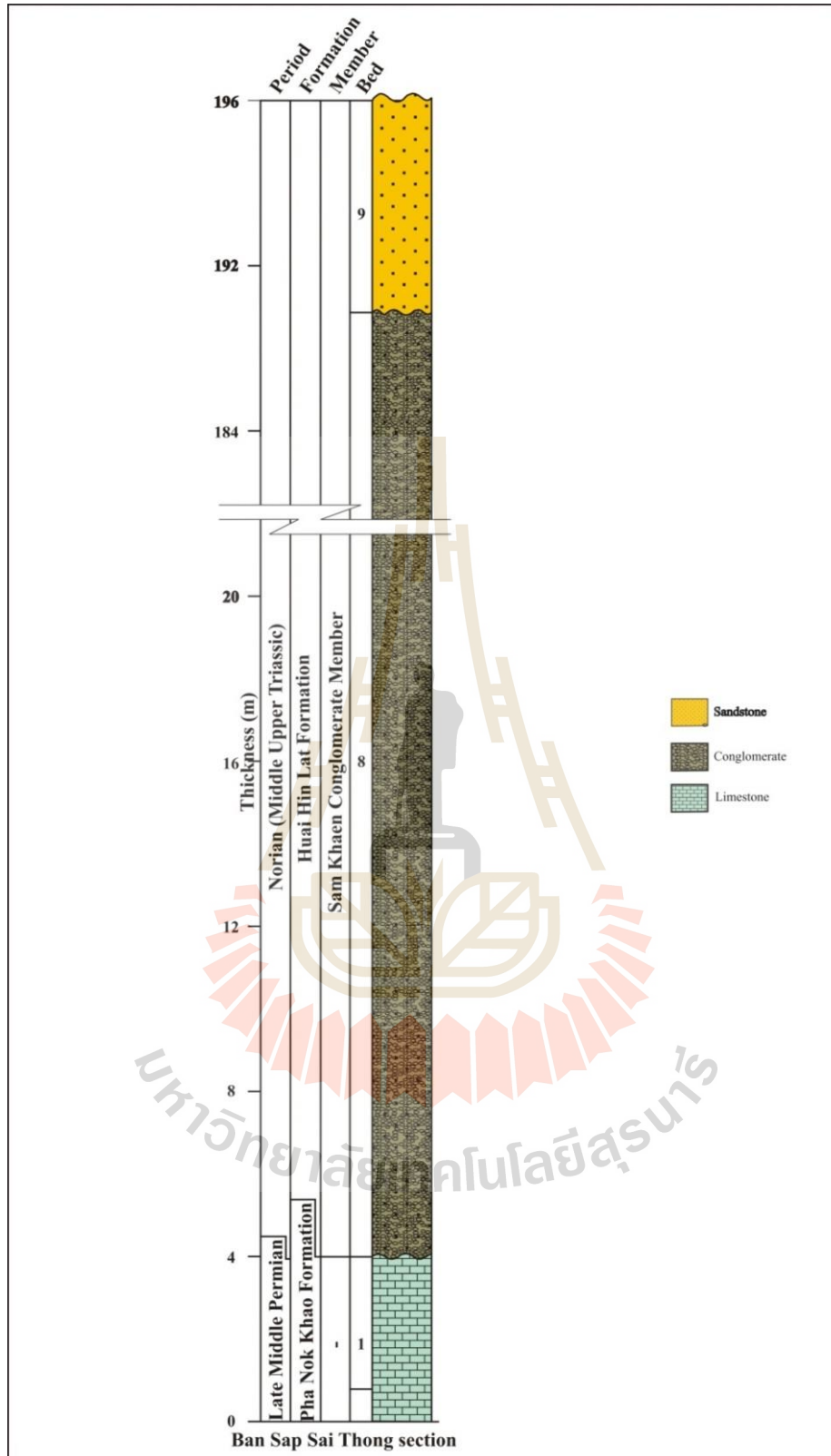
4.1.1.2.7 ภาคตัดบ้านห้วยทรายทอง

ภาคตัดบ้านห้วยทรายทองนี้ตั้งอยู่ที่บ้านห้วยทรายทอง ตำบลทุ่งพระ อำเภอคอนสาร จังหวัดชัยภูมิ หลักกิโลเมตรที่ 431 ตามทางหลวงหมายเลข 12 พิกัด 47Q 793057 N และ 1843768 E กรมแผนที่ทหาร WGS 84 L7018 5342 III เชื้อนจุฬารักษ์ มาตราส่วน 1:50,000 โดยตำแหน่งของพื้นที่ที่ทำการศึกษาได้แสดงไว้แล้วในรูปที่ 4.11

บริเวณบ้านห้วยทรายทอง (รูป 4.26 และ 4.27) ตั้งอยู่ริมแม่น้ำเชิญที่มีความยาว 196 เมตร ส่วนใหญ่หินประกอบไปด้วยหินปูน หินกรวดมนและหินทราย หินปูนที่วางตัวอยู่ด้านล่างมีสีดำ สีดำแกมเทาและสีเทา และองค์ประกอบดั้งเดิมไม่ถูกพอกติดกันในระหว่างการสะสมตัว หินปูนนี้มีเนื้อแบบเนื้อพื้นเป็นหลัก (Mud-supported texture) ที่มีเนื้อเม็ดที่เป็นซากบรรพชีวินของคดข้าวสาร (Fusulinid) น้อยกว่า 10 เปอร์เซ็นต์และสามารถจำแนกได้เป็น Mudstone หรือ Micrite ตามหลักการจำแนกของ Dunham (1962) และ Embry และ Klovan (1971) หินกรวดมนมีสีเทาอ่อนและมีเนื้อแบบมีเม็ดตะกอนเป็นหลัก (Clast-supported texture) ที่เป็น Orthoconglomerate โดยสามารถแบ่งออกเป็น Lithic หรือ Polymictic conglomerate ซึ่งส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยเศษของหินปูนและเศษหินเชิร์ตที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการเปลี่ยนแปลงหลังจากตะกอนสะสมตัวแล้ว (Diagenesis chert nodules) ที่มีการคัดขนาดปานกลางและมีขนาดตั้งแต่ขนาดกรานูล (2-4 มิลลิเมตร) ไปจนถึงคอบเบิล (64-256 มิลลิเมตร) เศษตะกอนดังกล่าวแสดงความมนปานกลางถึงมนมาก (Sub-rounded ถึง well-rounded) มีความเป็นทรงกลมต่ำ (Low sphericity) และมีรูปร่างแตกต่างกัน (Sphere disk roller และ Blade) ก้อนกรวดหินปูนเหล่านี้จะมีเศษชิ้นส่วนของคดข้าวสาร (Fusulinid) และปลับปลิงทะเล (Crinoid faunas) ที่ได้รับการเก็บรักษาไว้เป็นอย่างดีปรากฏอยู่ซึ่งใช้บ่งชี้ถึงยุคเพอร์เมียนได้ รวมทั้งเศษของหินเชิร์ตด้วย ดังนั้นหินกรวดมนที่มีเศษของหินดังกล่าวจะมีอายุอ่อนกว่าอายุยุคเพอร์เมียน ซึ่งในภาคตัดที่ทำการศึกษาก็จะพบรอยสัมผัส (Contact) ด้านล่าง (ระหว่างหินปูนและหินกรวดมน) และรอยสัมผัส (Contact) ด้านบน (ระหว่างหินกรวดมนและหินทราย) อยู่ที่ 47Q 793212 N และ 1843663 E และ 47Q 792988 N และ 1843728 E ตามลำดับ หินกรวดมนนี้มีความหนา 187 เมตร หินทรายที่อยู่ด้านบนมีสีที่หลากหลายตั้งแต่สีเทาแกมเขียวถึงสีดำและมีสีผิวคือสีชมพูแกมแดง หินทรายนี้จะไม่มีความเกี่ยวข้องกับกรวดภายในชั้นและไม่ทำปฏิกิริยากับกรด นอกจากนี้ยังพบว่าหินทรายนี้มีเม็ดหยาบบริเวณรอยสัมผัสและเม็ดค่อย ๆ มีขนาดเล็กลงเป็นเนื้อละเอียดที่ส่วนบนของภาคตัด โดยพบว่าชั้นหินดังกล่าวแสดงการวางตัว (Dip direction/dip angle) ประมาณ 282/44 และ 266/51



รูปที่ 4.26 การสำรวจภาคสนามของภาคตัดบ้านห้วยทรายทอง (47Q 793057 N และ 1843768 E) และแสดงรอยต่อ (b) ระหว่างหินทรายที่อยู่ด้านบน (a) และหินกรวดมนฐาน (c-d) ที่มีเศษชิ้นส่วนของปลั้วปลิงทะเล (Crinoid) และคดข้าวสาร (Fusulinid)



รูปที่ 4.27 ภาคตัดลำดับชั้นหินบ้านห้วยทรายทองของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งนาพอสอง

4.1.2 การจำแนกลำดับชั้นหินเพื่อการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม

ในการศึกษาคั้งนี้ลำดับชั้นหินของหินต้นกำเนิดไฮโดรคาร์บอนได้ถูกทำการศึกษาเชิงรายละเอียดเพื่อให้มีความเข้าใจมากขึ้น โดยได้ทำการหาความสัมพันธ์และศึกษาปัจจัยสำคัญที่มีส่วนในการควบคุมปริมาณตะกอนเพื่อนำไปใช้ในการประเมินศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและหินกักเก็บปิโตรเลียมในลำดับต่อไป

4.1.2.1 การเทียบความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหิน

ลักษณะของลำดับชั้นหินในแต่ละภาคตัดลำดับชั้นหินสามารถนำมาหาความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหินของภาคตัดบ้านตาดฟ้าและสามารถจำแนกหมู่หินของหมวดหินห้วยหินลาดได้ ซึ่งภาคตัดเหล่านี้จะถูกศึกษาแยกเป็นชั้น ๆ ไป ซึ่งชั้นหินแบบฉบับ (Type section) ซึ่งได้ถูกศึกษาไว้โดย Iwai and others (1966) ตั้งอยู่ที่อำเภอชุมแพ จังหวัดขอนแก่น ภาคตัดต้นฉบับนี้ตั้งอยู่ตามลำห้วยหินลาดขวางทางหลวงสายขอนแก่น – เลย หลักกิโลเมตรที่ 109.5 กรมแผนที่ทหาร แผนที่ภูมิประเทศบ้านนาหนองทุ่ม (47Q/Fa20) และบ้านหนองจาน (48Q/AA17) มาตรฐาน 1:50,000 (Chonglakmani and Sattayarak, 1978)

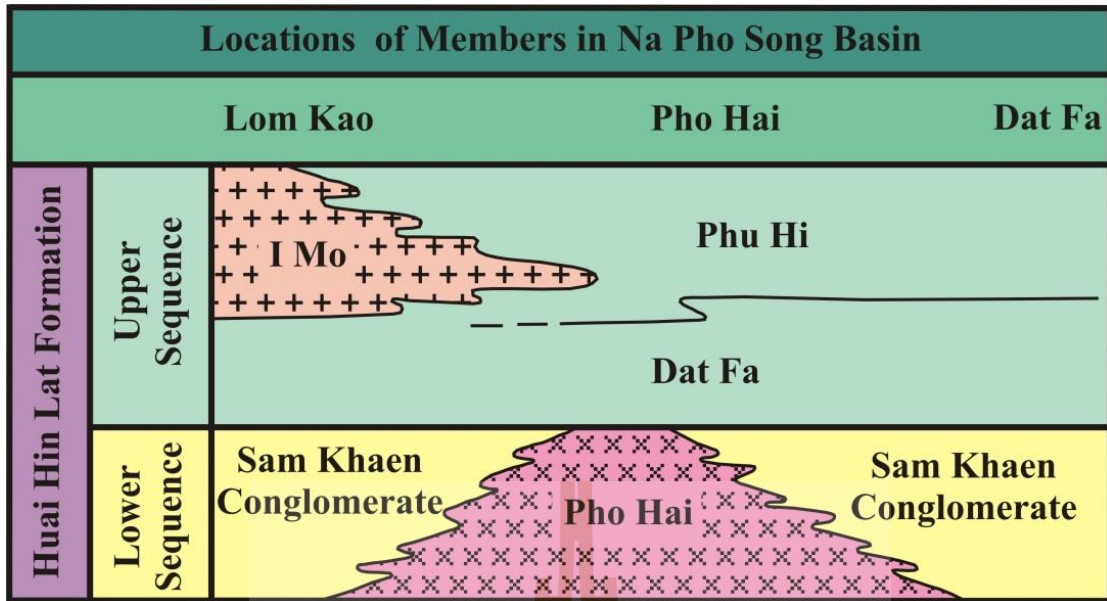
สำหรับภาคตัดที่ศึกษาในงานวิจัยครั้งนี้ได้คัดเลือกพื้นที่ใหม่ที่ยังไม่ได้ถูกเสนอหรือศึกษาโดยผู้วิจัยท่านอื่น ๆ ซึ่งอาจจะบ่งบอกทั้งโครงสร้างและลักษณะของเหตุการณ์ธรณีแปรสัณฐาน นอกจากนี้จากการศึกษาธรณีวิทยาปิโตรเลียมเชิงรายละเอียดที่มากขึ้นและแม่นยำมากยิ่งขึ้นเพื่อให้ได้เกิดความหวังสำหรับการพัฒนาเป็นแหล่งปิโตรเลียมแห่งใหม่ต่อไป

ลำดับชั้นหินของหมวดหินห้วยหินลาดที่ได้ทำการศึกษาในครั้งนี้ได้มีการเปรียบเทียบกับภาคตัดบ้านตาดฟ้าซึ่งถูกศึกษาไว้โดย Chonglakmani and Sattayarak (1978) โดยภาคตัดตาดฟ้าของหมวดหินห้วยหินลาดซึ่งถูกเผยแพร่แล้วนี้ตั้งอยู่ในจังหวัดเพชรบูรณ์ทางตะวันตกเฉียงเหนือของที่ราบสูงโคราช กรมแผนที่ทหาร map sheet 47Q/FA20 บ้านนาหนองทุ่ม มาตรฐาน 1:50,000 กริดอ้างอิง 008498 ถึง 976510 และกรมแผนที่ทหาร map sheet 47Q/FA19 บ้านนาพอสอง มาตรฐาน 1:50,000 กริดอ้างอิง 883515 ถึง 906541 ซึ่งเป็นเอกสารสำคัญที่จะนำไปใช้ในการจำแนกหมู่หินแต่ละหมู่หินในการศึกษาคั้งนี้

การจำแนกประเภทและชุดลักษณะ (Facies) ของแต่ละหมู่หินในหมวดหินห้วยหินลาด (รูปที่ 4.28) ในการศึกษาคั้งนี้สามารถอธิบายได้ดังนี้

1) หมู่หินโพธิ์ไฮ (Pho Hai Member)

ประกอบไปด้วยหินภูเขาไฟเป็นส่วนใหญ่ ได้แก่ หินเถ้าภูเขาไฟ หินกรวดเหลี่ยม หินไรโอไรต์ และหินแอนดีไซต์ ซึ่งบางช่วงมีการแทรกสลับโดยหินทราย หินโคลนและหินกรวดมน โดยส่วนใหญ่แล้วของหมู่หินโพธิ์ไฮจะวางตัวอยู่บนหินยุคเพอร์เมียนและเป็นหมู่หินที่อยู่ล่างสุดของหมวดหินนี้ด้วย



รูปที่ 4.28 หมวดหินห้วยหินลาดที่มีการจำแนกความสัมพันธ์ออกเป็นหมู่หินต่าง ๆ จากบ้านตาตฟ้า อำเภอน้ำหนาวถึงอำเภอหล่มเก่า (คัดลอกจาก Chonglakmani และ Sattayarak, 1978)

2) หมู่หินชำแคน (Sam Khaen Member)

ประกอบด้วยหินกรวดมนเป็นส่วนใหญ่และแทรกสลับกับตะกอนเนื้อละเอียด หินกรวดมนเป็นแบบ Polymictic ซึ่งมีสีแดงและพบว่าแทรกสลับกับหินทรายสีแดงและหินดินดาน ชั้นหินมีการเปลี่ยนแปลงลักษณะในแนวด้านข้างกับหมู่หินโพไฮ

3) หมู่หินตาตฟ้า (Dat Fa Member)

ประกอบด้วยหินดินดานที่มีอินทรีย์วัตถุเป็นองค์ประกอบมาก (Carbonaceous shale) ที่มีสีเทาถึงสีดำ หินดินดานฟูกรดและหินปูนเนื้อโคลน ซึ่งประกอบไปด้วยซากพืช (Flora) และ *Estheria* (Fauna) บ่งชี้ถึงยุคไทรแอสซิกตอนปลาย อายุโนเรียน (Norian age)

4) หมู่หินภูฮี (Phu Hi Member)

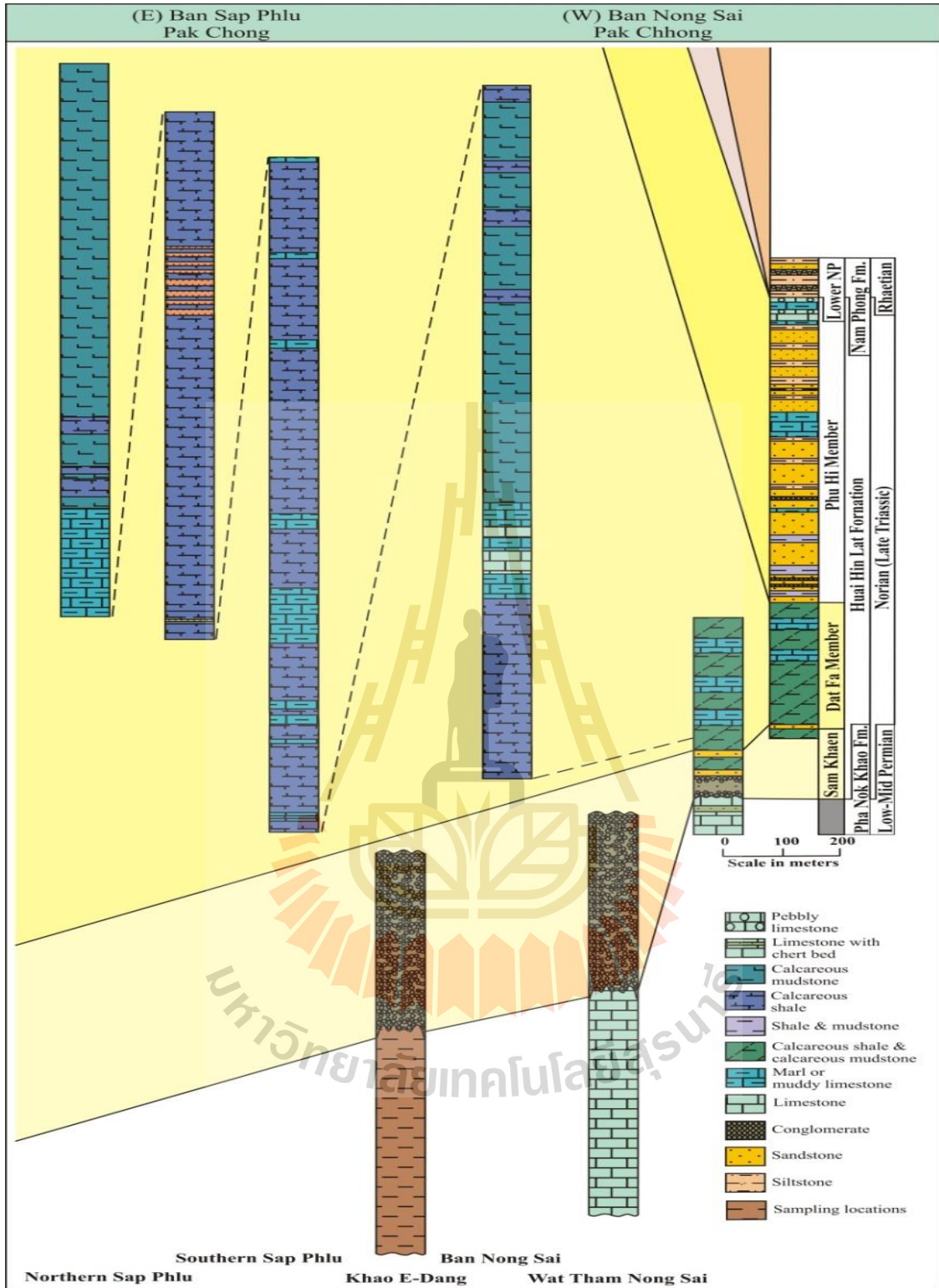
ประกอบด้วยหินทรายสีเทา และหินดินดานและหินปูนเนื้อโคลน เป็นส่วนใหญ่ ซึ่งบางครั้งถูกแทรกสลับด้วยหินกรวดมนและวางตัวแบบต่อเนื่องอยู่บนหมู่หินตาตฟ้า ส่วนบนสุดของหมู่หินนี้จะวางตัวแบบต่อเนื่องกับส่วนล่างของหมวดหินน้ำพอง ซึ่งเป็นพวกหินทรายแป้งสีแดง หินทรายและหินกรวดมน

5) หมู่หินอิหม้อ (I Mo Member)

หมู่หินนี้อยู่ด้านบนสุดของลำดับ (Upper sequence) ซึ่งประกอบไปด้วยหินทรายสีเทา หินดินดานและหินปูน หินหมู่นี้จะพบเฉพาะในพื้นที่ของอำเภอหล่มเก่าและบริเวณใกล้เคียงเท่านั้น

4.1.2.1.1 ความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหินในแอ่งซับพลู

ภาคตัดทั้งหมดภายในแอ่งซับพลูที่ได้ทำการศึกษาถูกนำมาอธิบายและหาความสัมพันธ์เกี่ยวกับภาคตัดตาดฟ้าดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.29 โดยในการศึกษาครั้งนี้ภาคตัดวัดถ้ำหนองไทรและภาคตัดเขาอีต่างถูกจำแนกว่าเป็นหมู่หินชาแคน ซึ่งประกอบไปด้วยหินปูนเนื้อแน่น (ภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร) และหินตะกอนซิลิกาแทรก (Silicified fine-grained rocks) (ภาคตัดเขาอีต่าง) หินปูนที่พบในส่วนล่างของภาคตัดมีลักษณะเป็นหินปูนเนื้อแน่นที่มีคืดข้าวสาร (Fusulinid) ซึ่งน่าจะเป็น *Verbeekina* sp. ของยุคเพอร์เมียน และที่ส่วนบนของภาคตัดทั้งสองประกอบด้วยหินกรวดมนที่ประกอบเศษหินปูนที่มีคืดข้าวสารซึ่ง มีความคล้ายคลึงกับ *Verbeekina* sp ของส่วนล่างซึ่งบ่งบอกว่าหินกรวดมนดังกล่าวสะสมตัวอยู่ในยุคไทรแอสซิก ดังนั้นส่วนล่างของหินกรวดมนที่แสดงการวางตัวไม่ต่อเนื่องจะถูกเรียกว่าหินกรวดมนฐาน (Basal conglomerate) โดยภาคตัดบ้านหนองไทรจะมีอายุอ่อนกว่าภาคตัดวัดถ้ำหนองไทรและเขาอีต่างซึ่งสอดคล้องกับคำนิยามของหมู่หินตาดฟ้าที่ประกอบไปด้วยหินโคลนฟูกรด หินดินดานฟูกรด หินมาร์ลและภาคตัดซับพลูใต้มีตะกอนเนื้อหยาบกว่าจึงวางตัวอยู่บนภาคตัดบ้านหนองไทร และภาคตัดซับพลูเหนือมีขนาดหยาบที่สุด โดยทั้งภาคตัดบ้านหนองไทร ภาคตัดซับพลูใต้และภาคตัดซับพลูเหนือมีคุณลักษณะเหมือนคำอธิบายของหมู่หินตาดฟ้าจึงจำแนกให้เป็นหมู่หินดังกล่าว นอกจากนี้หมู่หินอื่น ๆ ที่เหลือตามการศึกษาของ Chonglakmani และ Sattayarak (1978) นั้นไม่พบในพื้นที่แอ่งซับพลูเนื่องจากมีการเก็บรักษาที่ไม่ดีจึงไม่สามารถจำแนกออกมาได้

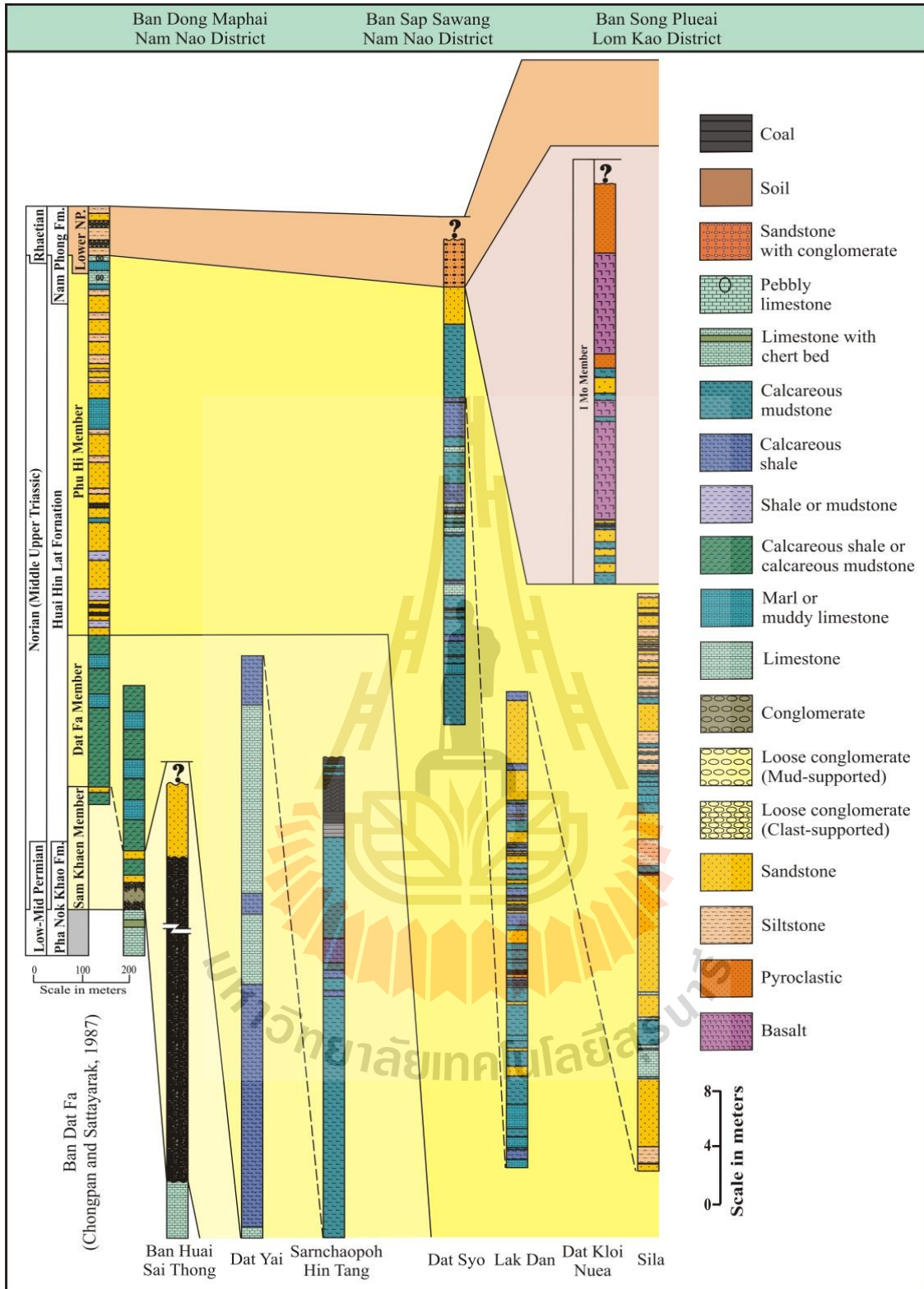


รูปที่ 4.29 ภาคตัดการลำดับชั้นหินที่แสดงการจำแนกหมู่หินของหมวดหินห้วยหินลาด ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2048 จากบ้านซับพลูไปยังบ้านหนองไทร อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา

4.1.2.1.2 ความสัมพันธ์ของลำดับชั้นหินแอ่งนาพอสอง

ลักษณะของภาคตัดที่ทำการศึกษาทั้งหมดในบริเวณแอ่งนาพอสองในการศึกษาครั้งนี้ได้ถูกนำมาอธิบายและหาความสัมพันธ์ที่เกี่ยวกับภาคตัดบ้านตาดฟ้า ดังได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.30 โดยภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้งและภาคตัดตาดใหญ่ได้ถูกจำแนกให้เป็นหมู่หินตาดฟ้า ซึ่งส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยหินโคลนฟูกรด หินดินดานฟูกรดและ สภาพแวดล้อมการเกิดของชั้นหินของภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้งมีสถานะที่ตื้นกว่าสภาพแวดล้อมการเกิดของชั้นหินของภาคตัดตาดใหญ่ ซึ่งภาคตัดตาดใหญ่ถูกกำหนดให้อยู่ในแอ่งสะสมตะกอนที่ลึกบริเวณกลางทะเลสาบท่ามกลางภาคตัดที่ศึกษาอื่น ๆ โดยภาคตัดหลักด้าน ภาคตัดตาดเสี้ยวและภาคตัดศิลานั้นสอดคล้องกับคำนิยามของหมู่หินภูฮี้ ซึ่งประกอบด้วยหินทราย หินทรายแป้งชั้นบาง หินดินดานและหินปูนตลอดทั้งภาคตัด โดยภาคตัดตาดเสี้ยวน่าจะเป็นส่วนล่างสุดของหมู่หินภูฮี้ เนื่องจากยังคงมีความเกี่ยวข้องกับหินดินดานและหินโคลนเนื้อละเอียดอยู่แต่มีความสัมพันธ์กับหินทรายค่อนข้างน้อยจึงจัดให้อยู่ที่ส่วนล่างของหมู่หินนี้ จากนั้นจะมีการเปลี่ยนขนาดเป็นขนาดตะกอนที่ใหญ่ขึ้นเป็นหินทรายเม็ดละเอียดและเม็ดหยาบที่ส่วนบนสุดของหมู่หินภูฮี้และต่อเนื่องขึ้นไปด้านบนเป็นหินทรายเนื้อหยาบและหินกรวดมน ซึ่งมีลักษณะโดยทั่วไปคล้ายกับลักษณะของหมวดหินน้ำพองที่อยู่ด้านบน

ภาคตัดหลักด้านถูกจำแนกเป็นหมู่หินภูฮี้ตอนกลางเนื่องจากยังคงเกี่ยวข้องกับหินที่มีเม็ดตะกอนขนาดละเอียด ภาคตัดศิลานี้ถูกจำแนกให้เป็นส่วนบนของหมู่หินภูฮี้เนื่องจากประกอบด้วยหินทรายเรียงขนาดที่มีเม็ดขนาดเล็กไปจนถึงเม็ดหยาบ จากนั้นภาคตัดตาดกลอยเหนือส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินภูเขาไฟ (บะซอลต์) และหินตะกอนภูเขาไฟแทรกสลับกับหินทรายชั้นบาง หินทรายแป้ง หินดินดานและหินโคลน ซึ่งสามารถจำแนกเป็น หมู่หินอิหม้อได้ ถึงแม้ว่าหินภูเขาไฟประเภทปานกลาง (Intermediate volcanic rocks) จะไม่พบในพื้นที่ศึกษา แต่หินบะซอลต์ก็ยังใช้เป็นตัวบ่งชี้ที่ดีได้เช่นกัน ส่วนภาคตัดบ้านห้วยทรายทองนั้นประกอบด้วยหินกรวดมนซึ่งเป็นลักษณะทั่วไปของชั้นตอนเริ่มแรกของการวิวัฒนาการของการเกิดแอ่งสะสมตะกอน ดังนั้นหินกรวดมนที่พบที่ส่วนล่างสุดของหมวดหินจึงจัดเป็นหินกรวดมนฐาน (Basal conglomerate) ซึ่งมีลักษณะเฉพาะตัวที่บ่งชี้ถึงหมู่หินชำแค้น โดยจากการศึกษาของทุกภาคตัดไม่มีความเกี่ยวข้องที่สัมพันธ์กันของหินภูเขาไฟ หินไรโอไรต์ หินแอนดีไซต์และหินกรวดมน ดังนั้นจึงไม่สอดคล้องกับคำนิยามของหมู่หินโพไฮ



รูปที่ 4.30 ภาคตัดการลำดับชั้นหินแสดงการจำแนกหมู่หินของหมวดหินห้วยหินลาด ตามถนนทางหลวงหมายเลข 2216 จากบ้านดงมะไฟ อำเภอน้ำหนาว ไปถึงบ้านสงเปลือย อำเภอลำม่อมเก่า จังหวัดเลย

4.1.2.2 ภาคตัดที่เหมาะสมต่อการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม

ภาคตัดส่วนใหญ่ที่ทำการศึกษาของทั้งสองพื้นที่ศึกษานั้นประกอบไปด้วยหินทราย และหินทรายแป้งเป็นส่วนใหญ่ ซึ่งมีลักษณะในการเป็นชั้นกักเก็บปิโตรเลียมได้ แต่ก็มีบางภาคตัด ลำดับชั้นหินซึ่งประกอบไปด้วยตะกอนเนื้อละเอียดที่มีศักยภาพที่ดีในการเป็นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม ได้เช่นกัน Sattayarak (1987) มีความเห็นว่าหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมบริเวณที่ราบสูงโคราชจากการสำรวจทางธรณีวิทยาตามทางหลวงหมายเลข 12 นั้นประกอบด้วยหินปูนและหินดินดานของกลุ่มหิน สระบุรีและหินดินดานและหินปูนสีดำของหมวดหินห้วยหินลาด บริเวณบ้านห้วยสนามทราย อำเภอ น้ำหนาว โดยจากการศึกษาครั้งนี้พบว่าภาคตัดบ้านห้วยสนามทราย ภาคตัดซับพลูใต้และภาคตัดซับพลูเหนือของพื้นที่แอ่งซับพลูและภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้งและภาคตัดตาดใหญ่ของพื้นที่แอ่งนาพอสองซึ่ง ส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยตะกอนขนาดละเอียดที่สอดคล้องกับข้อเสนอแนะของ Sattayarak (1987) ซึ่งหินในภาคตัดดังกล่าวจะมีศักยภาพที่ดีในการเป็นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม และในแง่ของการเป็น แหล่งหินดินดานที่มีก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษ (Unconventional gas shale) โดยสามารถเป็นได้ทั้งหิน ต้นกำเนิดและหินกักเก็บปิโตรเลียมที่เก็บสารไฮโดรคาร์บอนไว้ภายในช่องว่าง แต่ภาคตัดซับพลูเหนือ และซับพลูใต้ในแอ่งซับพลู และภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้งของแอ่งนาพอสองมีรูปร่างค่อนข้างมากซึ่งยากที่จะเก็บตัวอย่างมาทำการศึกษา และเนื่องจากในการศึกษามีข้อจำกัดในเรื่องของงบประมาณในการศึกษาครั้งนี้จึงได้ทำการศึกษาเฉพาะภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู) และภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง) ซึ่งมีความหนา มีการเก็บรักษาซากอินทรีย์วัตถุที่ดีและสมบูรณ์กว่า ซึ่งแสดงถึงการมี ศักยภาพที่ดีดังนั้นจึงได้ทำการเลือกภาคตัดทั้งสองมาทำการศึกษาและทำการประเมินศักยภาพของก๊าซ ธรรมชาติในหินดินดานต่อไป

4.2 ผลการศึกษาศิลาวิทยาและธรณีเคมี

4.2.1 การวิเคราะห์การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต

ในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการวิเคราะห์การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจน (หรือสภาวะรีด็อกซ์) ในอดีตเพื่อความเข้าใจในการสะสมตัวและการเก็บรักษาสารประกอบอินทรีย์ที่ถูกเก็บไว้ในชั้นหินโดยอาศัยการวิเคราะห์ทางศิลาวรรณา (Petrographic analysis) และธรณีเคมีจากตัวอย่างหินที่เก็บมาจากภาคสนาม

4.2.1.1 การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต

(Palaeoproductivity and palaeoredox)

4.2.1.1.1 การผลิตในอดีต (Palaeoproductivity)

ศักยภาพของการผลิตในอดีตนั้นสามารถประเมินได้จากการศึกษาทางด้านชุดลักษณะของเรณู (Palynofacies) ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ปริมาณซิลิกาส่วนเกิน (Excess SiO₂) และอัตราส่วนของ Ba/Al และ P/Al

1) กลุ่มของละอองเรณู (Palynological assemblage)

ตัวอย่างหินที่นำมาศึกษาในครั้งนี้ประกอบด้วยกลุ่มของละอองเรณูที่มีอย่างมากมายของตัวอย่างที่ไม่มีโครงสร้าง (Amorphous organic material, AOM) ที่ได้จากแพลงก์ตอนพืชหรือแบคทีเรีย ยางของพืชชั้นสูง หรือเศษชิ้นส่วนของจุลชีพ ที่อาจมีแร่ไพไรต์เป็นอินคลูชันภายในและอาจแสดงลักษณะของการเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์ได้ และชิ้นส่วนของเนื้อเยื่อที่ได้จากพืชหรือเชื้อรา (Phytoclasts) ปริมาณการผลิตไฮโดรคาร์บอนนั้นสามารถบ่งชี้ได้จากปริมาณของเรณูที่เป็นส่วนประกอบเหล่านี้ที่มีรูปแบบที่แตกต่างกัน (Suarez-Ruiz et al., 2012) ส่วนอาคริทาร์ช (Acritarchs) นั้นเป็นโครงสร้างอินทรีย์ขนาดเล็กที่มีต้นกำเนิดแตกต่างกัน โดยชนิดที่พบบ่อย คือ Dinoflagellata หรือ Chlorophyta (Shen et al., 2012) โดยปริมาณของสปอร์และเกสรขนาดเล็กที่ถูกเก็บรักษาไว้ในหินนั้นจะเป็นตัวแทนลักษณะของพืชที่เกิดขึ้นบนบกในอดีตในยุคนั้น ๆ (Shen et al., 2012)

2) ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)

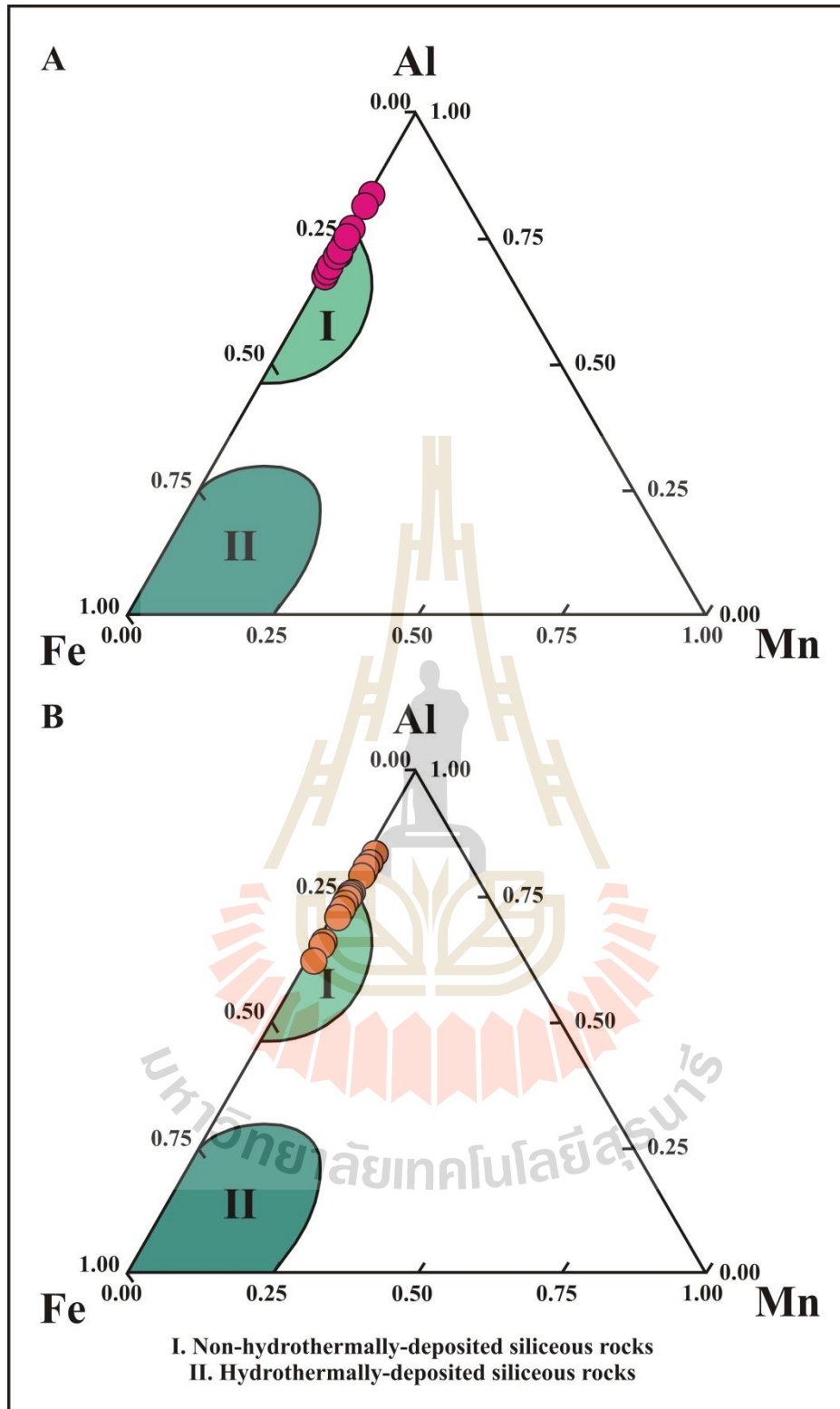
ความเข้มข้นของอินทรีย์วัตถุในชั้นหินตะกอน (Gupta และ Kawahata, 2006) และปริมาณคาร์บอนอินทรีย์นั้นสามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้ความสามารถในการผลิตในอดีตได้ (Meyers, 1997; Martin-Puertas et al., 2011) ปริมาณการผลิตที่สูงขึ้นจะถูกแสดงโดยปริมาณอินทรีย์วัตถุและปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ที่มีค่าสูง (Martin-Puertas et al., 2011)

3) ซิลิกาส่วนเกิน (Excess SiO₂)

Yamamoto (1987) และ Rona (1988) ได้ทำการศึกษาพบว่า แหล่งที่จะให้ซิลิกาในชั้นตะกอนส่วนใหญ่ นั้นเกิดจากน้ำแร่ร้อน (Hydrothermal) การสะสมตัวของ ตะกอนจากการถูกกัดกร่อนของหิน (Terrigenous) หรือ จากสิ่งมีชีวิต (Biogenic) ผลการศึกษาใน ครั้งนี้พบว่าแหล่งที่มาของซิลิกาในตัวอย่างที่ทำการศึกษานั้นไม่เกี่ยวข้องกับน้ำแร่ร้อนดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.31 และบางส่วนนั้นได้รับผลจากอิทธิพลจากสิ่งมีชีวิตด้วย (Biogenic silica) ที่แสดงด้วยค่าปริมาณซิลิกาส่วนเกิน (Excess SiO₂) ซึ่งสามารถคำนวณได้จากสมการ 4.1

$$\text{Excess SiO}_2 (\%) = \text{SiO}_2 (\text{measure}) - (\text{Al} (\text{measure}) \times (\text{SiO}_2/\text{Al})_{\text{PAAS}}) \quad (4.1)$$

เมื่อ SiO₂ (measure) และ Al (measure) เป็นเปอร์เซ็นต์โดยน้ำหนักของตัวอย่างและ (SiO₂/Al)_{PAAS} คือสัดส่วน SiO₂/Al ของ Post-Archean Australian Shales (Taylor และ McLennan, 1985) ความเข้มข้นของ Excess SiO₂ มักพบในตะกอนดินที่มีการผลิตสูงในมหาสมุทรสมัยใหม่ (Murray และ Leinen, 1993; Shen et al., 2012) และรวมถึงสภาพแวดล้อมของทะเลสาบด้วย ดังนั้น Excess SiO₂ ที่อยู่ในส่วนนี้เป็นตัวบ่งชี้ทางธรณีเคมีที่ดีที่สุดสำหรับใช้เป็นตัวแทนของการผลิตในอดีต (Cohen, 2003; Bertrand et al., 2008; Martin-Puertas et al., 2011) ความเข้มข้นของการสะสมตัวเป็นสัดส่วนกับการผลิตของไดอะตอมและเป็นผลสะท้อนของการผลิตหลักทั้งหมดในทะเลสาบ (Cohen, 2003 และ Martin-Puertas et al., 2011) นอกจากนี้ ไดอะตอมมีความเกี่ยวข้องกับสาหร่าย (Algae) ที่สามารถสังเคราะห์แสงได้ด้วยตัวเองและสามารถอยู่ได้ทั้งในสภาพแวดล้อมทางทะเลและทะเลสาบน้ำจืด โดยส่วนที่แข็งของพวกสาหร่ายดังกล่าวมีองค์ประกอบจำพวก Hydrated silicon dioxide หรือ Frustule และอาจเก็บรักษาไว้ในหน้าดินในทะเลสาบ (Benthic floor) ซึ่งแสดงความเข้มข้นที่สูงโดยอาจบ่งบอกถึงการผลิตที่สูงได้ด้วยเช่นกัน



รูปที่ 4.31 แผนภาพสามเหลี่ยมของ Al-Fe-Mn ของหินเนื้อละเอียดของภาคตัดบ้านหนองไทร (A) และภาคตัดตาดใหญ่ (B) (คัดลอกและดัดแปลงจาก Adachi et al., 1986)

4) ความเข้มข้นของธาตุร่องรอย (Ba/Al และ P/Al)

การศึกษาเพื่อเปรียบเทียบสัดส่วนของธาตุร่องรอยในตัวอย่าง หินนั้นทำได้โดยการหาความเข้มข้นขององค์ประกอบของธาตุร่องรอยต่อองค์ประกอบของธาตุที่เป็น อลูมิเนียม (Calvert and Pedersen, 1993 Reolid et al., 2012) โดย Van der Weijden (2002) ชี้ให้เห็นว่าการศึกษาความเข้มข้นของธาตุอลูมิเนียมเป็นขั้นตอนที่มีการนำมาใช้สำหรับการตรวจสอบ ระดับความสมบูรณ์ของธาตุในชั้นตะกอน อลูมิเนียมสามารถถือเป็นตัวบ่งชี้สัดส่วนของแร่อลูมิโนซิลิเกตของตะกอนที่มีความสามารถในการเคลื่อนย้ายและเปลี่ยนแปลงที่น้อยมากในขณะที่เกิดกระบวนการ ไตอะเจเนซิส (Diagenesis) จากการตกสะสมของตะกอนส่วนใหญ่ (รวมถึงตะกอนทะเลสาบด้วย) (Brumsack, 1989; Calvert และ Pederson, 1993; Morford และ Emerson, 1999; Piper และ Perkins, 2004; Tribovillard et al., 2006)

สัดส่วนของ Ba/Al มีการนำมาใช้เป็นตัวแปรอย่างแพร่หลายในการศึกษาการผลิตในอดีต (Reolid et al., 2012) โดยธาตุแบเรียม (Ba) มักจะแสดงอยู่ในรูปของแบไรต์ ($BaSO_4$) และส่วนใหญ่ จะประกอบไปด้วยด้วยชิ้นส่วนแตกหักของแร่แพลจิโอเคลส (Bishop, 1988; Rutch et al., 1995; Tribovillaed et al., 2006) ซึ่งการวิจัยหลาย ๆ งานได้พบความสัมพันธ์ระหว่างการผลิตที่พื้นผิว ของมหาสมุทร ปริมาณอินทรีย์วัตถุในไซโนที่มีแสงส่องถึงและความอุดมสมบูรณ์ของ Biogenic Ba ใน ชั้นน้ำ (Dymond et A., 1992; Gingele และ Dahmke, 1994; Monnin et al., 1999; Jeandel et al., 2000) และรวมทั้งที่ผิวหน้าของชั้นตะกอน (Paytan et al., 1996, 2003; Paytan และ Kastner, 1996; Prakash Babu et al., 2002; Tribovillaed et al., 2006) ดังนั้น จึงได้มีการประยุกต์ใช้ชุดของ ตัวแปรที่ประกอบด้วย Ba/Al (Reolid et al., 2012) สำหรับการประเมินการผลิตในอดีต

Mackenzie et al. (1993) และ Trappe (1998) พบว่าปริมาณฟอสฟอรัสในตะกอนของ มหาสมุทรและหินตะกอนมีค่ามากกว่าค่าเฉลี่ยของความอุดมสมบูรณ์ของเปลือกโลกซึ่งมีค่าประมาณ 0.01% แหล่งที่มาหลักของธาตุฟอสฟอรัสที่ทำให้เกิดตะกอนดังกล่าว คือ แพลงก์ตอนพืช เกล็ดปลา และกระดูกปลาด้วย ซึ่ง Van Cappellen และ Ingall (1994) ได้ทำการยืนยันข้อมูลด้วยว่าน้ำที่ไม่มี ออกซิเจนด้านล่างของทะเลและทะเลสาบช่วยเพิ่มประสิทธิภาพการฟื้นฟูฟอสฟอรัสจากตะกอน ฟอสฟอรัสเป็นองค์ประกอบโครงสร้างของดีเอ็นเอ (DNA) และอาร์เอ็นเอ (RNA) รวมถึงเอนไซม์ ฟอส โพลิพิตและชีวโมเลกุล (Tribovillard et al., 2006) ดังนั้นการกระจายของฟอสฟอรัสในตะกอนหรือ หินตะกอนจึงเชื่อมโยงกับแหล่งอินทรีย์วัตถุซึ่งอาจเป็นผลมาจากการผลิตที่สูงในชั้นตะกอนนั้น ๆ

4.2.1.1.2 สภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต (Palaeoredox)

สภาพของสภาวะไร้ออกซิเจนหรือสภาวะรีดอกซ์ในอดีตของรอยต่อระหว่างชั้นน้ำและตะกอนสามารถประเมินได้จากองค์ประกอบธาตุของตะกอน ในการศึกษาการผลิตในอดีตในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการศึกษาโดยใช้ตัวแปรทางธรณีที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย ได้แก่ U/Th, V/Cr, Ni/Co, (Cu+Mo)/Zn, V/(V+Ni), Ni/V และ Ce anomalies

1) U/Th

ธาตุยูเรเนียมและทอเรียมนั้นจะปรากฏเป็นเศษชิ้นส่วนแตกหักอยู่รวมกันกับโลหะหนักหรือดินเหนียว (Jones และ Manning, 1994) แร่ยูเรเนียมที่เกิดในระหว่างการสะสมตัวของตะกอน (Authigenic uranium) นั้นถูกควบคุมโดยความเข้มข้นของออกซิเจนและอัตราการตกตะกอน อัตราการตกตะกอนที่ช้าทำให้มีเวลาในการแพร่กระจายของไอออนยูเรนิล (UO_2^{2+} : uranyl) จากน้ำเข้าไปในตะกอน (Crusius และ Thomson, 2000; Tribovillard et al., 2006) ซึ่งมีผลทำให้ความเข้มข้นของสารประกอบซิลเฟตมีค่าลดลงและมีความเกี่ยวข้องกับความสัมพันธ์ของสารประกอบอินทรีย์ที่มีค่าเพิ่มขึ้น โดยธาตุยูเรเนียมจะแสดงค่าที่สูงขึ้นไปในทิศทางเดียวกันกับปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ (McManus et al., 2005 Tribovillard et al., 2006) นอกจากนี้ธาตุทอเรียมไม่สามารถเคลื่อนย้ายได้ในสภาพแวดล้อมที่มีอุณหภูมิต่ำ ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงของ U/Th จึงสามารถใช้บ่งชี้ถึงการสะสมอินทรีย์วัตถุในน้ำ ซึ่งธาตุยูเรเนียมยังมีแนวโน้มที่จะแสดงค่าที่สูงมากเมื่อมีการสะสมตัวของตะกอนภายในทะเลที่มีสภาวะรีดอกซ์อีกด้วย (Algeo และ Maynard, 2004 Tribovillard et al., 2006)

2) V/Cr

ธาตุวาเนเดียมที่พบจะปรากฏอยู่ในรูปแบบกึ่งอนุรักษ์ (Quasi-conservative form) ของ Vanadate oxyanions และถูกดูดซับอยู่บน Mn- และ Fe-oxyhydroxide (Calvert และ Piper, 1984; Wehrly และ Stumm, 1989) และ Kaolinite (Breit และ Wanty, 1991; Tribovillard et al. 2006) ส่วนโครเมียมมักพบรวมอยู่ในเศษชิ้นส่วนแตกหักของหิน และอาจแทนที่อลูมิเนียมในดินเหนียวซึ่งสามารถดูดซับหรือเกิดเป็นแร่โครไมต์ได้ (Bjorlykke, 1974 Patterson et al., 1986, Jones และ Manning, 1994) ซึ่งอัตราส่วน V/Cr ถูกนำมาใช้เป็นดัชนีของปริมาณออกซิเจนในอดีต (Palaeo-oxygenation) ในหลาย ๆ งานวิจัย (Ernst, 1970 Bjorlykke, 1974; Krecji-Graf, 1975 Dill, 1986 Dill et al., 1988 Jones และ Manning, 1994) โดย Ernst (1970) และ Krecji-Graf (1975) ชี้ให้เห็นว่าค่า V/Cr สูงกว่า 2 หมายถึงการตกสะสมตัวในสภาวะที่ไม่มีออกซิเจนและมีสารละลาย H_2S ในชั้นน้ำที่อยู่เหนือชั้นตะกอน และเมื่อมีค่าที่ต่ำกว่า 2 แสดงให้เห็นถึงสภาวะรีดอกซ์ที่ลดน้อยลงและเมื่อมีค่าประมาณ 1 แสดงว่ามีสารละลายของ O_2-H_2S ภายในแทรกอยู่ภายในชั้นตะกอน (Jones และ Manning, 1994)

3) Ni/Co

ธาตุ निकเกิลอาจถูกรวมอยู่ใน NiS ที่ไม่ละลายน้ำในรูปของแร่ไพไรต์ (Huerta-Diaz and Morse, 1990, 1992; Morse and Luther, 1999; Tribovillard et al., 2006) โดย Lewen และ Maynard (1982) และ Grosjean et al. (2004) ซึ่งให้เห็นว่าภายใต้สภาวะรีดอกซ์ทั้งสภาวะแอนน็อกซิกและยูซินิก (Anoxic/euxinic) ธาตุ निकเกิลอาจจะถูกเก็บรักษาไว้ในตะกอนโดยอยู่ในรูปแบบของอินทรีย์วัตถุได้ ส่วนธาตุโคบอลต์ในน้ำที่ไม่มีออกซิเจนจะแสดงอยู่ในรูปแบบของ CoS ที่ไม่ละลายน้ำ อัตราส่วนของ Ni/Co ที่มีค่ามากกว่า 1 บ่งชี้ถึงความสัมพันธ์ของการเกิดแร่ไพไรต์ที่เกิดขึ้นหลังจากตะกอนสะสมตัวแล้ว (Pyrite diagenesis) (Jones และ Manning, 1994) ในแอ่งสะสมตะกอน โดยถ้าค่าต่ำกว่า 1 อาจบ่งบอกถึงสภาวะการสะสมตัวที่มีออกซิเดชันที่สูงขึ้น ดังนั้น Ni/Co จึงใช้เป็นตัวแปรที่บ่งบอกสภาวะรีดอกซ์ (Redox proxy) ที่เชื่อถือได้เนื่องจากมีอยู่มากมายในหินตะกอน

4) (Cu+Mo)/Zn

ธาตุทองแดงมีพฤติกรรมเป็น Micronutrient (Calvert และ Pederson, 1993) มันจะถูกปล่อยเข้าไปในช่องว่างของโมเลกุลของน้ำและรวมอยู่ในสารละลายของแข็งของแร่ไพไรต์ (Huerta-Diaz และ Morse, 1990, 1992; Morse และ Luther, 1999; Tribovillard et al., 2006) โดยความเข้มข้นของโมลิบดีนัมได้ถูกนำมาใช้กันอย่างแพร่หลายในฐานะตัวแทนสำหรับการประเมินสภาวะรีดอกซ์ของชั้นตะกอน (Meyers et al., 2005) เนื่องจากยังมีค่าสูงยิ่งแสดงสภาวะรีดอกซ์ที่สูงขึ้น โดยอัตราส่วนของ (Cu+Mo)/Zn คาดว่าจะมีค่าเพิ่มขึ้นภายใต้สภาวะรีดอกซ์ที่สูงขึ้นและจะมีค่าลดลงในขณะที่สภาพแวดล้อมได้รับผลกระทบจากกระบวนการออกซิเดชันที่มากขึ้น Hallberg (1976, 1982) เสนอว่าความสัมพันธ์ของ (Cu+Mo)/Zn เป็นตัวชี้วัดปริมาณของออกซิเจนของชั้นน้ำเหนือชั้นตะกอน ดังนั้น อัตราส่วนดังกล่าวจึงถูกนำมาใช้ในการตีความสภาพแวดล้อมการสะสมตัวและระดับของสภาวะรีดอกซ์ที่สูงขึ้นของสภาพแวดล้อมการสะสมตัวซึ่งจะถูกแสดงผลด้วยค่าของธาตุทองแดงจะซึ่งจะมีค่าที่สูงกว่าค่าของทองแดง

5) V/(V+Ni) และ Ni/V

ธาตุ निकเกิลและธาตุวาเนเดียมมีความเกี่ยวข้องกับสภาพแวดล้อมการสะสมตัวในสภาวะแบบรีดอกซ์ด้วยเช่นกัน โดย Lewan and Maynard (1982) และ Lewan (1984) ซึ่งให้เห็นว่าความสมบูรณ์ของธาตุ निकเกิลและธาตุวาเนเดียมนั้นถูกควบคุมโดยการกระจายตัวของชั้นน้ำที่วางตัวอยู่ด้านบนชั้นตะกอนในแอ่งสะสมตะกอน ซึ่งอัตราส่วนของ V/(V+Ni) จะบ่งบอกถึงสภาวะรีดอกซ์เมื่อมีค่าเกิน 0.46 (Yarincik et al., 2000, Li et al., 2013) ในทางตรงกันข้ามอัตราส่วนของ Ni/V ในบิโทเมนและน้ำมันจะมีค่าลดลงในสภาพแวดล้อมแบบรีดอกซ์เนื่องจากธาตุ निकเกิลมีการเกิดเป็นสารประกอบซัลไฟด์ขึ้นมาแทน (Jones และ Manning, 1994)

6) Ce/Ce*

Ce/Ce* หรือ Ce anomalies เป็นอีกหนึ่งตัวแปรที่ใช้ในการศึกษาสภาวะรีดอกซ์ในอดีตที่มีประโยชน์และใช้กันอย่างแพร่หลาย (German และ Elderfield, 1990; Kakuwa และ Matsumoto, 2006; Shen et al., 2012) โดยความเข้มข้นหรืออัตราส่วนที่สูงกว่าจะบ่งบอกถึงสภาพแวดล้อมแบบรีดอกซ์และจะบ่งบอกสภาวะแอนน็อกซิกได้เมื่อมีค่าเกิน 0.8 และเมื่อมีค่าต่ำกว่านั้นจะบ่งบอกสภาวะแบบ Oxic-dysoxic (Shen et al., 2012)

4.2.1.2 การวิเคราะห์การผลิตในอดีตและสภาวะรีดอกซ์ของตัวอย่างที่

ทำการศึกษา

การศึกษาการผลิตไฮโดรคาร์บอนของหมวดหินห้วยหินลาดในแอ่งซับพลูและแอ่งนาพอสองในการศึกษาครั้งนี้ได้ถูกประเมินจากการใช้ความสัมพันธ์ที่เกี่ยวข้องและความอุดมสมบูรณ์ของชุดลักษณะของเรณู (Palynofacies) ซึ่งถูกเก็บรักษาไว้ในตัวอย่างหิน นอกจากนี้ค่าของ TOC, Excess SiO₂, Ba/Al และ P/Al ก็ถูกนำมาใช้ในการประเมินความสามารถในของการผลิตไฮโดรคาร์บอนในอดีตในการศึกษาครั้งนี้ด้วย

เพื่อทำความเข้าใจสภาพแวดล้อมในอดีตของหมวดหินห้วยหินลาด ดัชนีธรณีเคมีที่เกี่ยวข้องกับสภาวะรีดอกซ์ในอดีต ความสัมพันธ์ของการเปลี่ยนแปลงของธาตุยูเรเนียมและธาตุทอเรียม และอัตราส่วนของธาตุโลหะต่าง ๆ (V/Cr, Ni/Co, (Cu+Mo)/Zn, V/(V+Ni), Ni/V) และธาตุโลหะหายาก (REEs) (Ce/Ce*) ได้ถูกนำมาใช้ร่วมในการวิเคราะห์นี้ด้วย

4.2.1.2.1 การประเมินภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู)

4.2.1.2.1.1 การวิเคราะห์ทางศิลาวรรณา

(Petrographic analysis)

การสะสมตัวของตะกอนของภาคตัดบ้านหนองไทรของหมวดหินห้วยหินลาดในการศึกษาครั้งนี้ถูกอธิบายโดยใช้ข้อมูลของอนุภาคสารประกอบอินทรีย์ (Particulate organic matter, POM) หรือชุดลักษณะของเรณู (Palynofacies) ในหินตัวอย่างซึ่งประกอบด้วยเรณูพื้นฐานที่สะสมตัวในทะเลสาบและอนุภาคของอินทรีย์วัตถุที่อยู่บนบก ตัวอย่างที่ศึกษาประกอบไปด้วยอินทรีย์วัตถุออสัญฐาน (AOM) เรณูออสัญฐาน เศษชิ้นส่วนเล็ก ๆ ของพืช (Phytoclasts) สปอร์และละอองเรณู ที่ไม่ค่อยแสดงความหลากหลายมากนัก (รูปที่ 4.32) อินทรีย์วัตถุที่สะสมตัวอยู่ในชั้นหินนั้นมีการเก็บรักษาที่ไม่ค่อยดีนักและยากต่อการจำแนก อย่างไรก็ตามกลุ่มของละอองเรณูที่โดดเด่นอยู่ก็ยังสามารถถูกระบุและทำการนับจำนวนและแสดงเป็นสัดส่วนร้อยละโดยปริมาณได้ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.1 และรูปที่ 4.32 และ 4.33

ความเข้มข้นของ AOM (รูปที่ 4.32m และ 4.33B) ของภาคตัดในส่วนล่างนั้นมีค่าปานกลางโดยมีค่าเฉลี่ย 5,478 อนุภาค/กรัมหิน โดยเส้นแนวโน้มจะแสดงจุดพีค 2 จุด ซึ่งมีค่า 8,869 และ 12,606 อนุภาค/กรัมหิน ในชั้น 1 และ 7 ตามลำดับ ในภาคตัดส่วนกลางมีค่าเฉลี่ยต่ำ 3,404 อนุภาค/

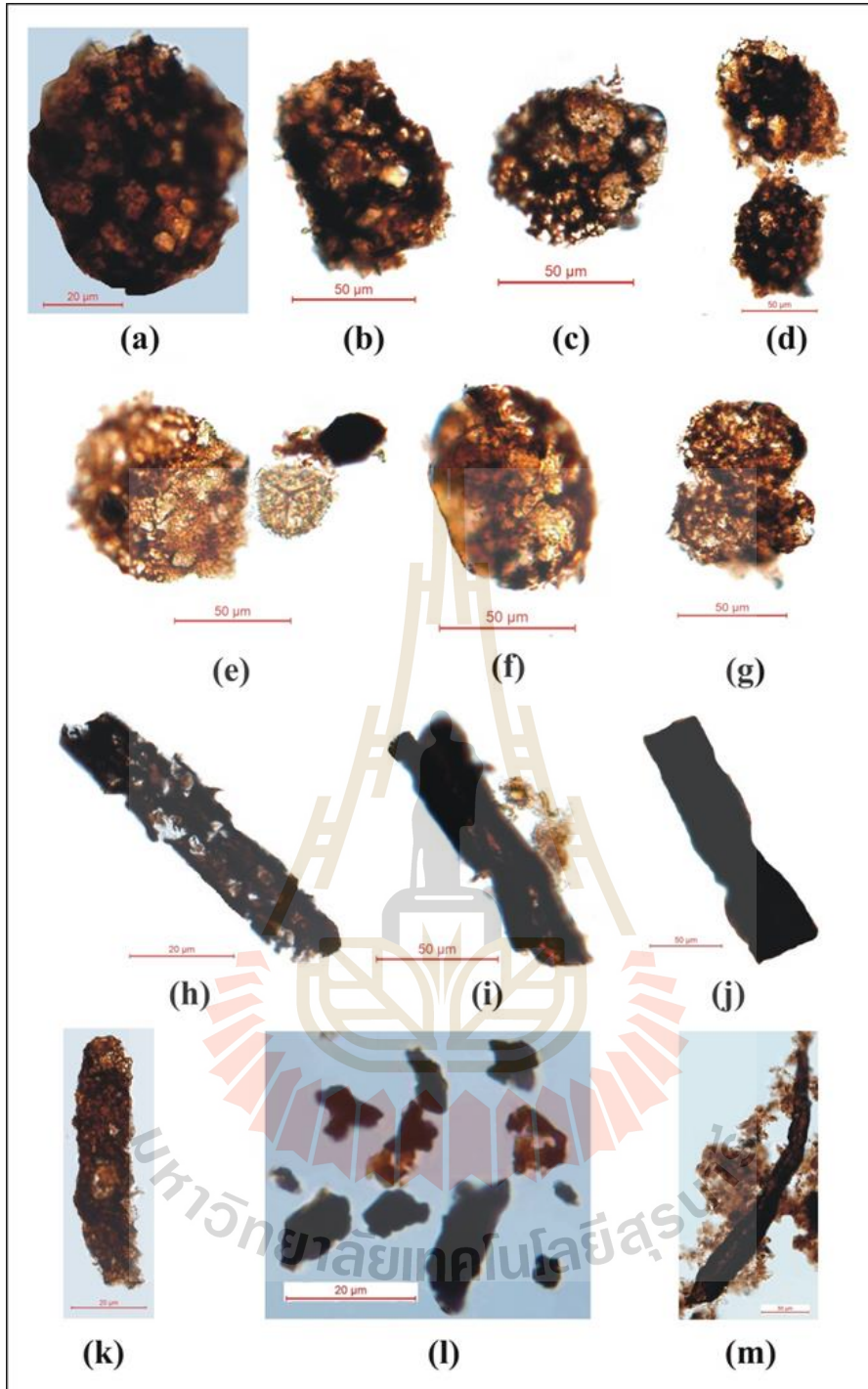
กรัมหิน โดยพบว่ามีค่าสูงสุด 10,060 อนุภาค/กรัมหิน ในชั้นที่ 10 ส่วนภาคตัดส่วนบนนั้นแสดงค่าเฉลี่ยที่สูงโดยมีค่า 8,350 อนุภาค/กรัมหิน และแสดงเส้นแนวโน้มที่มีค่าพิคสองค่า คือ 11,844 และ 13,347 อนุภาค/กรัมหิน ในชั้น 14 และ 19 ตามลำดับ

อาคริทาร์ช (Acritarch) นั้นพบเป็นปริมาณมากแต่พบเพียงไม่กี่สปีชีส์ (รูปที่ 4.32a-d) และมีความเข้มข้นอยู่ในระดับต่ำในภาคตัดส่วนล่างและหลังจากนั้นมีแนวโน้มที่ค่อย ๆ ลดลงไปยังภาคตัดส่วนบน โดยมีค่าเฉลี่ยประมาณ 1,700 อนุภาค/กรัมหิน (รูปที่ 4.33C) อย่างไรก็ตามในภาคตัดที่ทำการศึกษาขึ้นแสดงจุดพิคให้เห็นซึ่งมีค่า 4,896 อนุภาค/กรัมหิน ในภาคตัดส่วนล่างสุด (ชั้นที่ 1) ส่วนภาคตัดส่วนกลางจะแสดงค่าตั้งแต่ 395 ถึง 7,997 อนุภาค/กรัมหิน โดยมีค่าเฉลี่ย 3,107 อนุภาค/กรัมหิน แสดงจุดพิค 2 จุด ซึ่งมีค่า 7,997 และ 3,178 อนุภาค/กรัมหิน ในชั้นที่ 9 และ 11 ตามลำดับ ภาคตัดส่วนบนมีค่าตั้งแต่ 2,211 ถึง 6,520 อนุภาค/กรัมหิน โดยมีค่าเฉลี่ยที่ 5,100 อนุภาค/กรัมหิน และมีจุดพิค 3 จุด ที่มีค่า 6,520, 6,048 และ 4,975 อนุภาค / กรัมหิน ในชั้น 13, 15-16 และ 19 ตามลำดับ

ความเข้มข้นของเศษชิ้นส่วนเล็ก ๆ ของพืช (Phytoclast) (รูปที่ 4.32h-m และ 4.33D) โดยทั่วไปจะมีค่าต่ำกว่าสองชนิดแรก รูปแบบของแนวโน้มมีความใกล้เคียงและสอดคล้องกับของอาคริทาร์ช (Acritarchs) โดยมีแนวโน้มที่จะมีค่าสูงขึ้นในระดับต่ำสุดและส่วนบนสุดของภาคตัดส่วนล่างโดยมีค่าเฉลี่ย 1,418 อนุภาค/กรัมหิน และเส้นแนวโน้มแสดงค่าที่พิคในชั้นที่ 9 ของภาคตัดส่วนตรงกลางซึ่งเหมือนกับแนวโน้มของอาคริทาร์ช ความเข้มข้นของส่วนบนอยู่ในระดับปานกลางยกเว้นสองค่าที่สูงตรงที่กลางของชั้นที่ 13 และชั้นที่ 15-17 ซึ่งใกล้เคียงกับแนวโน้มของอาคริทาร์ชเช่นกัน

ความเข้มข้นของสปอร์และละอองเรณู (รูปที่ 4.32e-g) โดยทั่วไปอยู่ในระดับต่ำทั่วทั้งภาคตัดชั้นนี้สีของสปอร์ (Spore colouration index, SCI) คือ 7.5-8.5 สีน้ำตาลเข้มและเรณูสีฐานที่บ่งชี้ค่า 6-7 ในระดับการเปลี่ยนแปลงความร้อน (Thermal alteration scale, TAS) ซึ่งสอดคล้องกับอุณหภูมิที่อยู่ระหว่าง 170-200 องศาเซลเซียส ในระยะคัตตะเจเนเนซิสตอนปลาย (Schneebeli-Hermann et al., 2012; Batten, 1996)

ดังนั้นจึงพอสรุปได้ว่าตัวอย่างอินทรีย์วัตถุของตัวอย่างที่ได้จากภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลูที่นำมาทำการศึกษานี้ส่วนใหญ่ประกอบด้วย AOM และ Acritarchs ซึ่งบ่งชี้ว่าเป็น Kerogen type I และ Type II ตามลำดับ และยังมีส่วนผสมของ Kerogen type III โดยการพบว่ามี Phytoclasts อยู่ในกลุ่มของเรณูด้วย (Suarez-Ruiz et al., 2012)



รูปที่ 4.32 ภาพถ่ายจากกล้องจุลทรรศน์ของ Palynomorphal ในบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทรซึ่งประกอบด้วย Palynomorphs (a-g), Opaque biostructured phytoclasts (h-i), Non-opaque biostructured phytoclast as stripe (j) และ Cuticle (k), Non-opaque biostructured phytoclast (l), และ Non-opaque biostructured phytoclasts เป็นรูปทรงยาวและ AOM (m)

ตารางที่ 4.1 แสดงปริมาณการนับ Palynofacies (particles / g rock) และร้อยละโดยปริมาณของ AOM, Acritarchs และ Phytoclasts เมื่อเทียบกับข้อมูล TOC ของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู

ชั้นหิน	จำนวนนับ Palynofacies (อนุภาค/กรัมหิน)			สัดส่วน Palynofacies (Cumulative %)			TOC (%)
	AOM	Acritarchs	Phytoclasts	AOM	Acritarchs	Phytoclasts	
20	10,537	4,790	1,382	63.1	28.7	8.2	5.33
19	13,347	4,975	2,764	63.3	23.6	13.1	1.90
18	10,820	2,211	1,273	75.6	15.5	8.9	5.39
17	7,900	4,013	5,159	46.3	23.5	30.2	5.07
16	7,047	6,048	5,592	37.7	32.4	29.9	4.07
15	2,874	5,988	5,343	20.2	42.2	37.6	4.95
14	11,844	3,790	1,658	68.5	22.0	9.5	3.67
13	2,916	6,520	4,252	21.3	47.6	31.1	2.34
12	62	1,184	948	2.8	54.0	43.2	3.48
11	289	3,178	3,178	4.4	47.8	47.8	3.61
10	10,060	395	5,212	64.2	2.5	33.3	4.51
9	2,112	7,998	6,702	12.6	47.6	39.8	4.53
8	1,187	603	264	57.8	29.4	12.8	5.33
7	12,606	1,437	4,146	69.3	7.9	22.8	5.56
6	1,132	479	553	52.3	22.1	25.6	4.98
5	4,235	1,800	1,543	55.9	23.8	20.3	5.27
4	3,979	676	614	75.5	12.8	11.7	5.31
3D	5,428	2,556	1,451	57.5	27.1	15.4	5.81
3C	4,436	369	958	77.0	6.4	16.6	6.01
3B	6,735	762	381	85.5	9.7	4.8	7.06
3A	2,317	553	276	73.7	17.5	8.8	6.93
2	2,257	1,726	539	49.9	38.2	11.9	6.15
1	8,869	4,896	2,132	55.8	30.8	13.4	5.37

4.2.1.2.1.2 การวิเคราะห์ธรณีเคมี

1) ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)

ค่า TOC ของตัวอย่างที่นำมาศึกษาพบว่ามีค่าอยู่ในช่วงตั้งแต่ 1.9% ถึง 7.1% โดยมีค่าเฉลี่ย 4.9% บ่งบอกถึงมีการผลิตไฮโดรคาร์บอนที่สูงโดยเฉพาะในส่วนล่าง และแสดงให้เห็นค่าพีคในชั้น 3 ซึ่งไม่สอดคล้องกับค่าที่ค่อนข้างต่ำของ AOM, Acritarchs และ Phytoclasts และมีแนวโน้มลดลงอย่างต่อเนื่องจากฐานของส่วนตรงกลางไปจนถึงตรงกลางของชั้นที่ 13 ของส่วนบน (รูปที่ 4.33E) ค่า TOC ที่ต่ำนี้ไม่สอดคล้องกับค่าที่สูงของ Acritarchs และ Phytoclasts แนวโน้มของค่า TOC นั้นจะเพิ่มสูงขึ้นไปทางด้านบนและมีค่าเฉลี่ยประมาณ 4.34%

2) ปริมาณซิลิกาส่วนเกิน (Excess SiO₂)

ปริมาณซิลิกาส่วนเกิน (Excess silica) ของตัวอย่างที่ทำการศึกษาส่วนใหญ่มาจากชั้นส่วนที่แข็งของไดอะตอมซึ่งผลการศึกษาพบว่ามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 1-13.4% โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 5.5% ดังแสดงในรูปที่ 4.33F ค่าดังกล่าวลดลงเล็กน้อยในส่วนล่าง (เฉลี่ย 5.86%) ซึ่งแสดงค่าพีคเป็น 7.8 และ 8.4% ในชั้นที่ 1 และ 6 ตามลำดับ ส่วนกลางแสดงค่าสูงเฉลี่ย 6.89% โดยมีค่าพีคสองค่าในหินคาร์บอนेटของชั้นที่ 10 และ 12 ตามลำดับ โดยค่าที่ต่ำนั้นจะสอดคล้องกับค่าที่สูงของ Phytoclasts Acritarchs และ AOM ค่าปริมาณซิลิกาส่วนเกินของภาคตัดส่วนบนนั้นค่อนข้างต่ำ โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 5.6%

3) Normalized Ba/Al

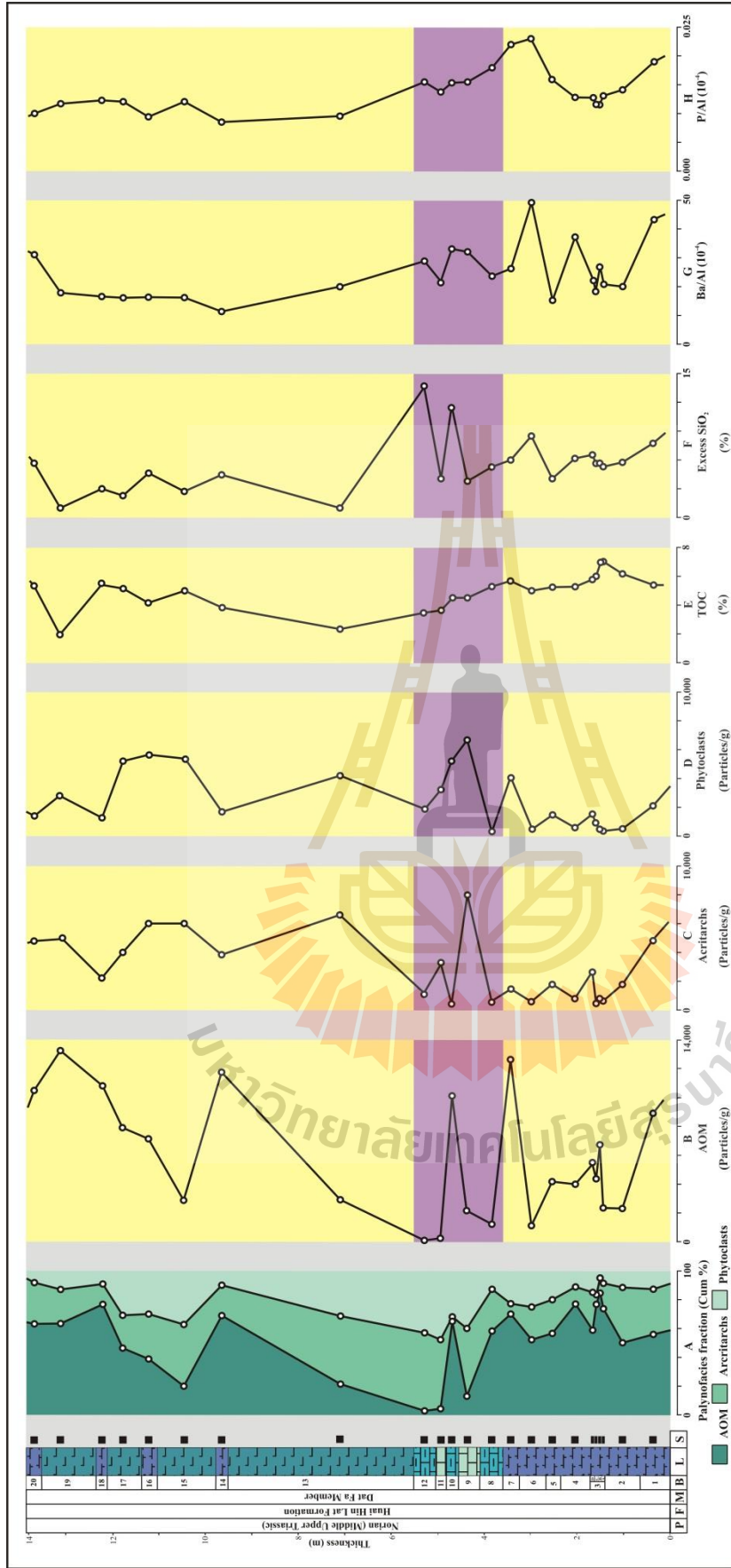
อัตราส่วนของค่า Normalized Ba/Al ในหินที่วัดได้แตกต่างกันไปในช่วง 11.9 (10^{-4}) ถึง 49.6 (10^{-4}) โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 25.1 (10^{-4}) (รูปที่ 4.33G) ในภาคตัดส่วนล่างมีความผันผวนอย่างมากและมีค่าพีคในชั้นที่ 1 และ 6 ซึ่งสอดคล้องกับค่าที่สูงของ Excess SiO₂, Phytoclasts และ AOM ภาคตัดส่วนกลางแสดงค่าเฉลี่ย 28.1 (10^{-4}) และค่าพีคที่ 33.1 (10^{-4}) ในชั้น 9-10 ซึ่งรูปแบบนี้สอดคล้องกับค่าที่สูงของ AOM, Acritarchs, Phytoclasts และ Excess silica ในภาคตัดส่วนบนนั้นมีค่า Normalized Ba/Al ลดลง โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 18.1 (10^{-4})

4) Normalized P/Al

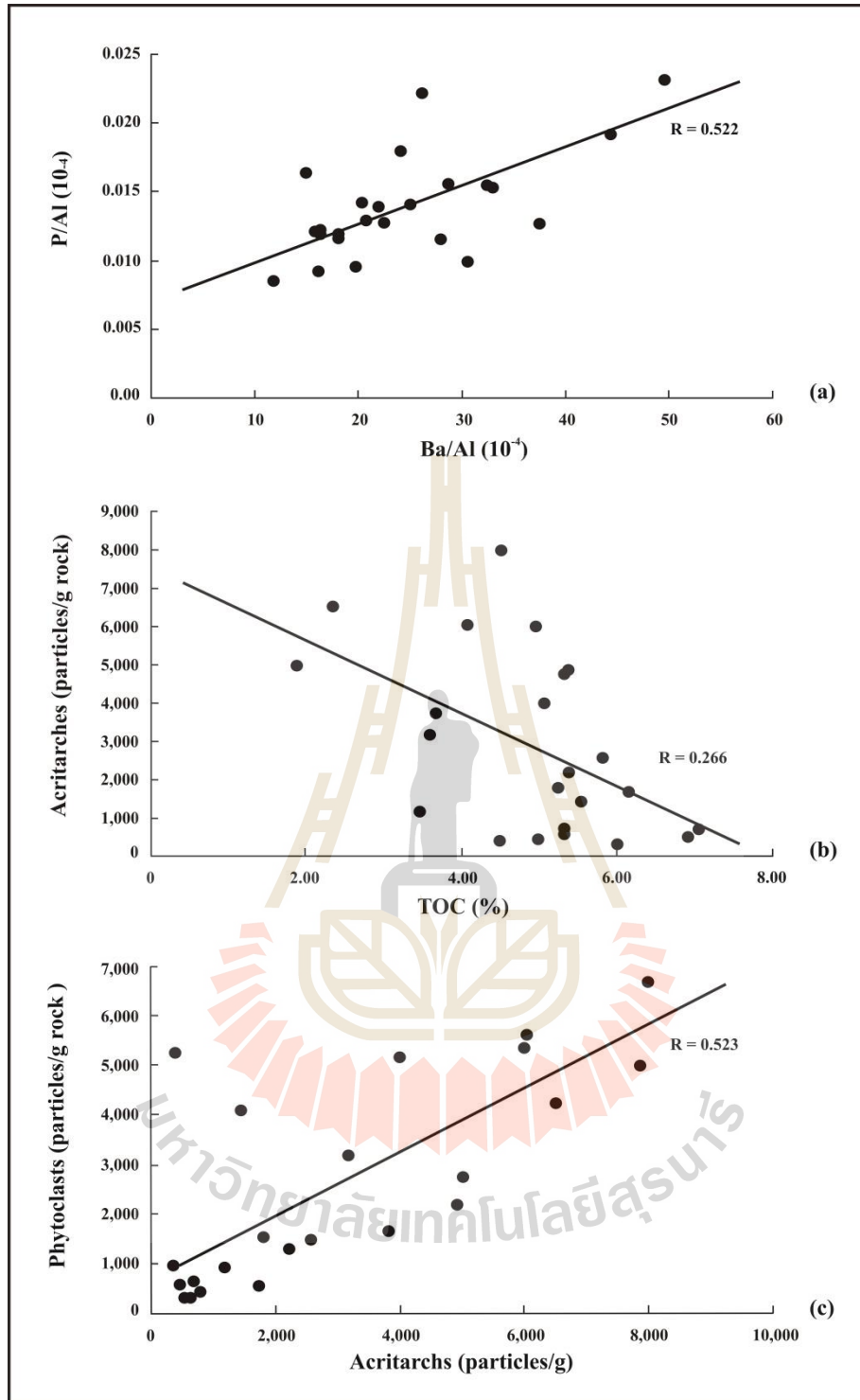
แนวโน้มของ Normalized P/Al จะคล้ายกับแนวโน้มของ Excess SiO₂ และ Normalized Ba/Al ทั้งทั้งภาคตัด ซึ่งมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.01 (10^{-4}) ถึง 0.02 (10^{-4}) โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 0.014 (10^{-4}) ดังแสดงในรูปที่ 4.33H ส่วนล่างของภาคตัดแสดงค่าพีคสองค่าที่สอดคล้องกับ Normalized Ba/Al, Excess SiO₂, Phytoclasts และ AOM แนวโน้มนั้นจะมีค่าลดลงจากหินคาร์บอนेटของส่วนตอนกลางของภาคถึงตอนบนของภาคตัด โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 0.016 (10^{-4}) และ 0.011 (10^{-4}) ตามลำดับ

ค่าความเข้มข้นของ TOC ที่พบว่าอยู่ในระดับปานกลางถึงสูงนั้นแสดงให้เห็นถึงการผลิตน้ำผิวดินที่ค่อนข้างสูง ความแปรปรวนระหว่างความเข้มข้น Acritarch กับ TOC แสดงค่าสัมประสิทธิ์ $R = 0.266$ (รูปที่ 4.34b) ซึ่งแสดงถึงความสัมพันธ์ระดับปานกลาง อย่างไรก็ตามสัมประสิทธิ์แสดงความสัมพันธ์ร่วมระหว่างความเข้มข้นของ Acritarch กับ Phytoclast (หรือ R) นั้นมีค่าเท่ากับ 0.523 ซึ่งแสดงถึงการที่มีความสัมพันธ์ที่ใกล้ชิดกัน (รูปที่ 4.34c) ค่า Ba/Al และ P/Al นั้นมีแนวโน้มคล้าย ๆ กันซึ่งจะลดลงในบริเวณชั้นกลาง ๆ ของส่วนล่างและส่วนใหญ่ของภาคตัดส่วนบน สัมประสิทธิ์แสดงความสัมพันธ์ร่วมระหว่าง Ba/Al และ P/Al นั้นมีค่าเท่ากับ 0.522 (รูปที่ 4.34a) ซึ่งแสดงให้เห็นความสัมพันธ์ที่ใกล้ชิดระหว่างกันของข้อมูลทั้งสอง





รูปที่ 4.33 Bio- และ geochemostratigraphic data: (A) Palynofacies (AOM, acritarchs, และ phytoclast fraction); (B) AOM; (C) Acritarch concentration; (D) Phytoclast particle concentration; (E) Total organic carbon (TOC); (F) Excess SiO₂; (G) The normalized Ba/Al trend; และ (H) The normalized P/Al trend



รูปที่ 4.34 ความสัมพันธ์ของตัวแปรการผลิตในอดีตแต่ละคู่; (a) Normalize P/Al (10^{-4}) และ Ba/Al (10^{-4}), (b) Acritarchs (particles/g rock) และ TOC (%), (c) Phytoclasts (particles/g rock) และ Acritarchs (particles/g rock)

5) U/Th

อัตราส่วน U/Th ที่แสดงในรูปที่ 4.35A แสดงถึงความผันผวนที่ค่อนข้างสูงทั่วทั้งภาคตัด อัตราส่วนดังกล่าวมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.12-0.20 โดยมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 0.17 โดยส่วนล่างของภาคตัดแสดงค่าสัดส่วน U/Th ที่มากกว่า 0.15 โดยมี 2 ค่าที่ปรากฏในชั้นที่ 3 และ 6 ซึ่งมีค่าประมาณ 0.18 ส่วนตรงกลางของภาคตัดค่า U/Th จะลดลงเหลือประมาณ 0.12-0.16 ในหินมารีลและหินปูนเนื้อดิน ส่วนบนของภาคตัดค่า U/Th มีการเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องและแสดงค่าที่ค่อนข้างสูง (0.19) โดยมีช่วงที่ต่ำอยู่ในชั้นที่ 19

6) V/Cr

อัตราส่วน V/Cr ที่วิเคราะห์ได้นั้นอยู่ในช่วง 1.5-3.3 และมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 2.6 ดังแสดงในรูปที่ 4.35B ภาคตัดส่วนล่าง V/Cr มีค่าที่สูง (1.9-3.3 โดยเฉลี่ยเท่ากับ 2.8) ซึ่งมีค่าที่สูงเหมือนกับของ U/Th ที่พบในชั้นที่ 3 ที่มีค่า 3.3 ค่าของ V/Cr ลดลงอย่างฉับพลัน (เฉลี่ย 2.1) ในส่วนตรงกลางของภาคตัดในหินคาร์บอนेट ซึ่ง V/Cr มีค่าเท่ากับ 2.1 เท่ากันในชั้นที่ 9 และ 11 ส่วนบนของภาคตัดนั้นมีค่า V/Cr เพิ่มขึ้น โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 2.6 และแสดงค่าพิคสามแห่งในบริเวณกลางชั้นที่ 13 15 และชั้นที่ 17 ซึ่งมีค่า V/Cr เป็น 2.9, 3.0 และ 3.3 ตามลำดับ

7) Ni/Co

อัตราส่วนของ Ni/Co ที่วิเคราะห์ได้มีค่าแตกต่างกันไปและอยู่ในช่วงระหว่าง 0.4-1.3 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.65 ส่วนล่างและส่วนตรงกลางของภาคตัดไม่ค่อยมีความแตกต่างกันมากนัก โดยพบว่ามีความ Ni/Co อยู่ในช่วง 0.5-0.8 โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 0.6 พบว่ามีค่าสูงเล็กน้อยในชั้นที่ 3 (รูปที่ 4.35C) ในส่วนบนของภาคตัดค่า Ni/Co มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น แต่ก็มีความผันผวนสูง แสดงค่าพิคในชั้นที่ 13 15 และ 19 โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 0.75

8) (Cu+Mo)/Zn

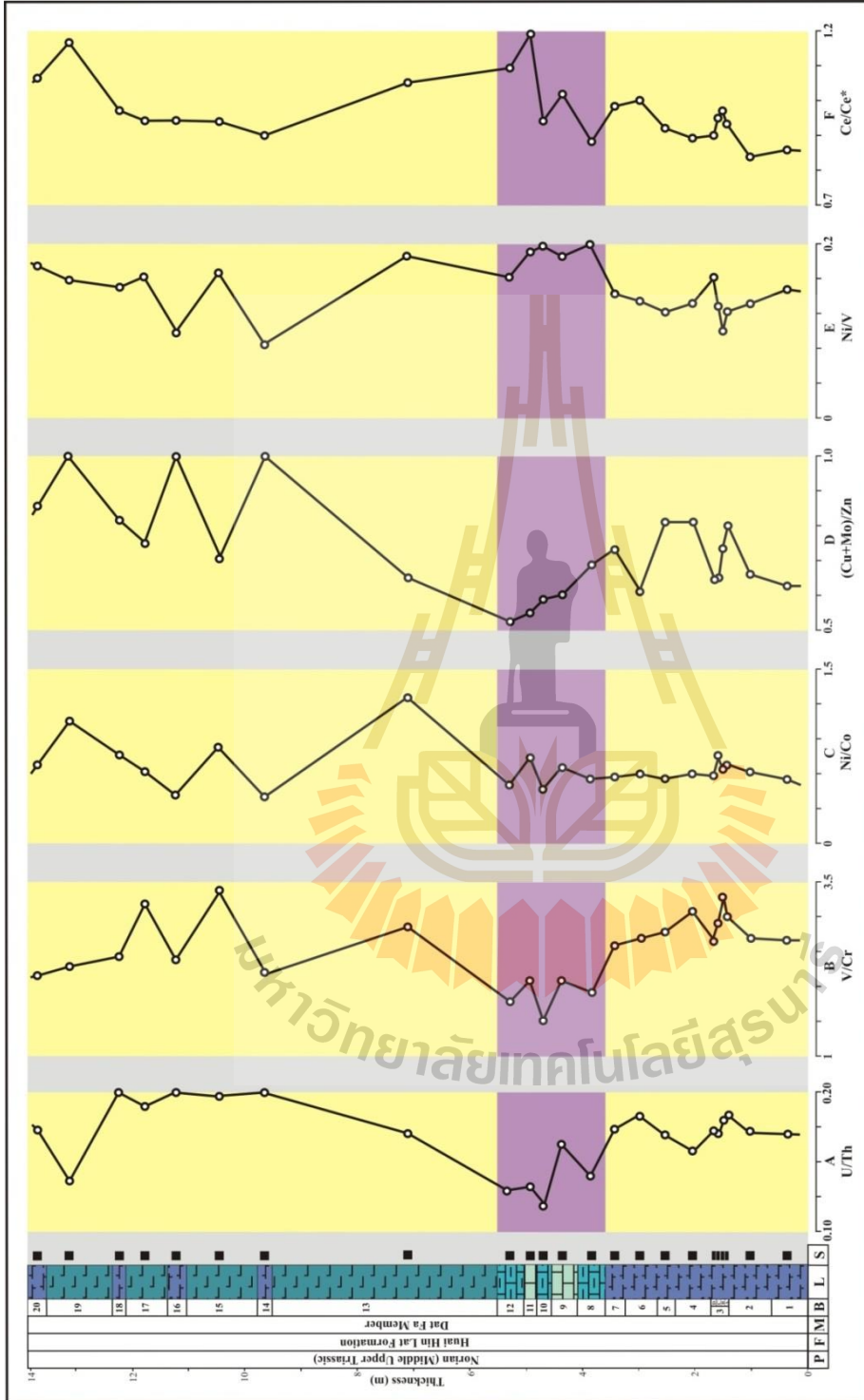
ค่าสัดส่วนของ (Cu+Mo)/Zn ที่วิเคราะห์ได้นั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.52-1.04 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.73 (รูปที่ 4.35D) โดยในส่วนล่างของภาคตัดแสดงค่า Ni/Co ปานกลางที่มีความแปรปรวนมากโดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.61-0.81 และมีค่าโดยเฉลี่ยเป็น 0.71 พบค่าพิคสามแห่งในชั้นที่ 3 ชั้นที่ 4-5 และชั้นที่ 7 ค่าพิคที่พบในชั้นที่ 3 นั้นมีความสอดคล้องกับค่าพิคที่พบใน U/Th V/Cr และ Ni/Co และมีแนวโน้มลดลงอยู่ในช่วงระหว่าง 0.69-0.52 โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น 0.59 บริเวณตรงกลางของภาคตัดในส่วนของหินคาร์บอนेट จากนั้นแนวโน้มค่า (Cu+Mo)/Zn จะเพิ่มขึ้นในตอนบนของภาคตัด โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.65-1.03 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.86 โดยแสดงค่าพิคสามแห่งในชั้นที่ 14 15 และ 19 ตามลำดับ

9) Ni/V

อัตราส่วน Ni/V ที่วิเคราะห์ได้จากทั้งภาคตัดพบว่ามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.10-0.16 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.13 โดยที่บริเวณส่วนล่างของภาคตัดนั้นมีค่า Ni/V ระดับต่ำในชั้นที่ 3 ซึ่งตรงกับค่าที่สูงของ U/Th, V/Cr, Ni/Co และ (Cu+Mo)/Zn และค่า Ni/V จะเพิ่มขึ้นในบริเวณตอนกลางของภาคตัดและรักษาระดับอยู่ในช่วงระหว่าง 0.16-0.20 และมีค่าเฉลี่ยเป็น 0.19 ค่า Ni/V ของภาคตัดในส่วนบนค่อนข้างมีค่าปานกลางและมักแปรปรวน โดยมีค่า Ni/V อยู่ในช่วงระหว่าง 0.09 ถึง 0.19 และมีค่าโดยเฉลี่ยเป็น 0.14 ดังแสดงในรูปที่ 4.35E และแสดงค่าพีคในกลางชั้นที่ 13 และ 15 ซึ่งตรงกับค่าที่ต่ำของ (Cu+Mo)/Zn

10) Ce/Ce*

ค่า Ce/Ce* ที่วิเคราะห์ได้นั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.84-1.19 และค่าเฉลี่ย 0.97 (รูปที่ 4.35F) ส่วนล่างของภาคตัดนั้นค่า Ce/Ce* เพิ่มขึ้นจาก 0.84 เป็น 1.01 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.92 และแสดงค่าพีค 2 ค่า ในชั้นที่ 3 และ 6 ซึ่งสอดคล้องกับค่าที่สูงของ U/Th ค่า Ce/Ce* เพิ่มขึ้นเป็น 0.88-1.19 โดยมีเฉลี่ยอยู่ที่ 1.03 ในบริเวณส่วนตรงกลางของภาคตัด และในส่วนบนของภาคตัดค่า Ce/Ce* นั้นมีค่าประมาณ 1.00 โดยเฉลี่ย และแสดงแนวโน้มการลดลงเล็กน้อย โดยมีช่วงการเปลี่ยนแปลงที่เพิ่มขึ้นอย่างฉับพลันในชั้นที่ 19



รูปที่ 4.35 Chemostratigraphic data: (A) U/Th relationship; (B) V/Cr relationship; (C) Ni/Co relationship; (D) (Cu+Mo)/Zn relationship; (E) Ni/V relationship; (F) Ce/Ce* relationship

4.2.1.2.2 การประเมินภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง)

4.2.1.2.2.1 การวิเคราะห์ทางศิลาวรรณา

(Petrographic analysis)

การตกสะสมตัวและการผลิตในอดีตของภาคตัดตาดใหญ่สะท้อนให้เห็นถึงชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) ที่มีอยู่ในหินคล้ายกับบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทร ตัวอย่างหินที่นำมาศึกษานั้นมีเศษวัสดุอินทรีย์ที่ไม่มีโครงสร้างภายใน (Amorphous organic matter, AOM) และเศษชิ้นส่วนของพืชขนาดเล็ก (Phytoclasts) จำนวนมาก แต่ไม่พบอาคริทาร์ช (Acritarchs) สปอร์และละอองเกสรในหินที่ศึกษา (รูปที่ 4.36) โดยสารประกอบอินทรีย์ถูกเก็บรักษาไว้ได้ไม่ดึกและไม่สามารถที่จะระบุชนิดได้ อย่างไรก็ตามกลุ่มตัวอย่างบางกลุ่มก็สามารถนำมาระบุชนิดและทำการนับปริมาณและร้อยละโดยปริมาณของชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) ได้ (รูปที่ 4.37A) ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.2

ความเข้มข้นของเศษวัสดุอินทรีย์ที่ไม่มีโครงสร้างภายใน (Amorphous organic matter, AOM) (รูปที่ 4.36C) แสดงให้เห็นถึงความผันผวนค่อนข้างสูงตลอดภาคตัด (รูปที่ 4.37B) โดย AOM จะแสดงค่าความเข้มข้นตั้งแต่ 8,794 ถึง 967,019 อนุภาค/กรัมหิน โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 378,182 อนุภาค/กรัมหิน ซึ่งมักจะสูงกว่าชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) อื่น ๆ โดยเส้นแนวโน้มนั้นแสดงค่าที่ต่ำในส่วนล่างสุดของภาคตัดและค่อย ๆ เพิ่มขึ้นไปจนถึงด้านบนสุดของภาคตัดส่วนล่าง โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 374,302 อนุภาค/กรัมหิน ซึ่งเส้นแนวโน้มของภาคตัดส่วนล่างนั้นแสดงค่าพีค 5 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 5, 8, 11, 12 และ 14 โดยมีค่าความเข้มข้น AOM เท่ากับ 687,747, 603,592, 553,477, 576,646 และ 967,019 อนุภาค/กรัมหิน ตามลำดับ ค่าความเข้มข้นของ AOM ของภาคตัดส่วนบนนั้นมีค่าสูงและสูงขึ้นเรื่อย ๆ จนถึงชั้นที่ 22 และค่อย ๆ ลดลงไปถึงด้านบนสุดของภาคตัด เส้นแนวโน้มแสดงจุดพีค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 18, 22, 27 และ 30 โดยจะมีค่าเท่ากับ 513,274, 815,070, 559,152 และ 472,777 อนุภาค/กรัมหิน ตามลำดับ

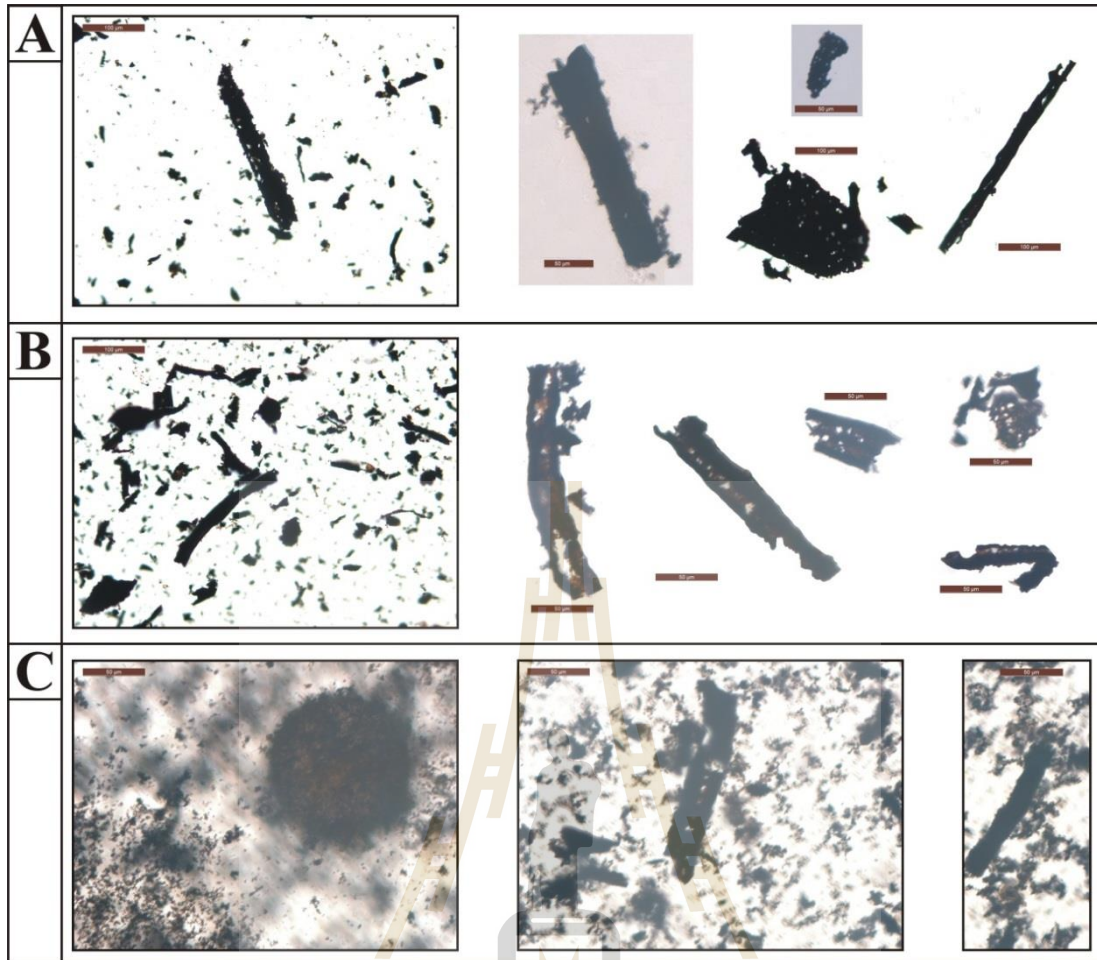
เศษชิ้นส่วนของพืชขนาดเล็ก (Phytoclasts) ที่พบแบ่งได้เป็นสองประเภท คือ 1. โครงสร้างทางชีวภาพ (Biostructured) แบบทึบแสง และ 2. โครงสร้างทางชีวภาพ (Biostructured) แบบไม่ทึบแสง Biostructured แบบทึบแสงนั้นจะมีรูและมีรูปร่างเป็นแท่งยาว (รูปที่ 4.36A) ในขณะที่ Biostructured แบบไม่ทึบแสงนั้นก็จะมีรูและมีรูปร่างเป็นแท่งเช่นกัน (รูปที่ 4.36B) ความเข้มข้นของเศษชิ้นส่วนของพืชขนาดเล็กเหล่านี้แสดงความผันผวนสัมพัทธ์ (Relative fluctuations) ตลอดทั้งภาคตัด (รูปที่ 4.37C) ซึ่งจะมีค่าความเข้มข้นอยู่ในช่วงระหว่าง 799 ถึง 2,214,967 อนุภาค/กรัมหิน และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 312,275 อนุภาค/กรัมหิน ความเข้มข้นของเศษชิ้นส่วนของพืชขนาดเล็กในบริเวณภาคตัดส่วนล่างนั้นมีค่าเฉลี่ยต่ำสุด คือ 52,061 อนุภาค/กรัมหิน และแสดงค่าพีค 4 ค่า ในชั้นที่ 5, 8, 11 และ 14 ซึ่งมีค่าเป็น 114,624, 71,011, 113,534 และ 153,191 อนุภาค/กรัมหิน ตามลำดับ ในขณะที่ส่วนภาคตัดส่วนบนนั้นแสดงค่าที่สูงขึ้นโดยมีค่าความเข้มข้นของเศษชิ้นส่วนของพืชขนาดเล็ก

อยู่ในช่วงระหว่าง 45,538 ถึง 2,214,967 อนุภาค/กรัมหิน และมีค่าเฉลี่ยเป็น 563,772 อนุภาค/กรัมหิน เส้นแวนโวมของภาคตัดในส่วนนี้ยังแสดงให้เห็นถึงจุดพีคในชั้นที่ 16, 22, 25, 27 และ 32 โดยมีค่าเท่ากับ 866,420, 140,876, 2,214,967, 1,118,304 และ 1,525,532 อนุภาค/กรัมหิน ตามลำดับ

อาคริทาร์ช (Acitarchs) สปอร์และละอองเรณูนี้ไม่พบทั่วทั้งภาคตัดอันเนื่องจากมีความเกี่ยวข้องกับตำแหน่งของการสะสมตัวของตะกอนในทะเลสาบ ซึ่งคาดว่าตำแหน่งที่สะสมตัวของตะกอนในภาคตัดนี้อาจจะอยู่ไกลจากชายฝั่งจนเศษวัสดุเหล่านี้ถูกพัดพาไปไม่ถึงและตกจมในแอ่งสะสมตะกอนในบริเวณนี้ได้

จากผลการวิเคราะห์ภายใต้กล้องจุลทรรศน์จึงพอสรุปได้ว่าสารประกอบอินทรีย์ของตัวอย่างที่ทำการศึกษาส่วนใหญ่นั้นประกอบไปด้วย AOM ซึ่งบ่งชี้ให้เห็นว่าอินทรีย์วัตถุเหล่านี้ถูกจัดให้อยู่ในกลุ่มของซีโรเจนประเภทที่ 1 นอกจากนี้ ยังมีการสะสมตัวร่วมด้วยของซีโรเจนประเภทที่ 3 เนื่องจากมีการพบ Phytoclasts (Suarez-Ruiz et al., 2012) และสามารถบ่งชี้ได้ว่าสารประกอบอินทรีย์ของหมวดหินห้วยหินลาดส่วนใหญ่ที่พบนั้นจะให้น้ำมันและก๊าซได้เมื่อถึงระดับชั้นภาวะได้ที่ (Mature)





รูปที่ 4.36 ภาพถ่ายจากกล้องจุลทรรศน์ของอนุภาคของส่วนประกอบที่เป็นอินทรีย์วัตถุในบริเวณภาคตัดตัดใหญ่ ซึ่งประกอบไปด้วย (A) Phytoclasts ประเภท Biostructured แบบทึบแสง เป็นหลุมและมีรูปร่างยาว; (B) Phytoclasts ประเภท Biostructured แบบไม่ทึบแสง เป็นหลุมและมีรูปร่างยาว; (C) Phytoclasts และ Palynology แบบไม่มีโครงสร้างเป็นสารประกอบอินทรีย์ออสตรูชัน (AOM) ดังแสดงในส่วนบนสุดของภาคตัดตัดใหญ่

ตารางที่ 4.2 แสดงปริมาณการนับชนิดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) (particles/g rock) และ ร้อยละโดยปริมาณของ AOM, Acritarchs และ Phytoclasts เมื่อเทียบกับข้อมูล TOC ของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง

ชั้นหิน	ปริมาณ Palynofacies (อนุภาค/กรัมหิน)			สัดส่วน Palynofacies (Cumulative %)			TOC (%)
	Phytoclasts	AOM	Palynom.	Phytoclasts	AOM	Palynom.	
32	194,749	1,525,532	0.00	11.32	88.68	0.00	7.79
31	413,450	856,431	0.00	32.56	67.44	0.00	7.78
30	472,777	118,194	0.00	80.00	20.00	0.00	8.09
29	252,971	233,511	0.00	52.00	48.00	0.00	8.10
28	489,797	827,990	0.00	37.17	62.83	0.00	5.76
27	559,152	1,118,304	0.00	33.33	66.67	0.00	5.77
26	319,760	75,238	0.00	80.95	19.05	0.00	6.78
25	113,589	2,214,967	0.00	4.88	95.12	0.00	6.93
24	393,709	64,018	0.00	86.01	13.99	0.00	6.13
23	462,975	89,608	0.00	83.78	16.22	0.00	6.19
22	815,070	140,876	0.00	85.26	14.74	0.00	6.13
21	416,351	45,538	0.00	90.14	9.86	0.00	4.67
20	308,540	71,201	0.00	81.25	18.75	0.00	5.59
19	340,267	61,867	0.00	84.62	15.38	0.00	6.00
18	513,274	85,546	0.00	85.71	14.29	0.00	7.46
17	282,727	55,924	0.00	83.49	16.51	0.00	6.52
16	157,531	866,420	0.00	15.38	84.62	0.00	8.08
15	315,860	38,520	0.00	89.13	10.87	0.00	7.23
14	967,019	153,191	0.00	86.32	13.68	0.00	7.37
13	620,727	64,659	0.00	90.57	9.43	0.00	5.99
12	576,646	48,054	0.00	92.31	7.69	0.00	7.42
11_2	121,879	52,234	0.00	70.00	30.00	0.00	7.53
11_1	553,477	113,534	0.00	82.98	17.02	0.00	7.70
10	221,950	31,707	0.00	87.50	12.50	0.00	6.74
9	477,457	44,937	0.00	91.40	8.60	0.00	10.09
8	603,592	71,011	0.00	89.47	10.53	0.00	8.17
7	65,971	9,425	0.00	87.50	12.50	0.00	8.17
6	387,913	31,283	0.00	92.54	7.46	0.00	-
5	687,747	114,625	0.00	85.71	14.29	0.00	6.74
4	304,698	39,743	0.00	88.46	11.54	0.00	-
3	203,316	23,460	0.00	89.66	10.34	0.00	6.30
2	203,760	29,885	0.00	87.21	12.79	0.00	-
1_3	135,854	13,863	0.00	90.74	9.26	0.00	6.84
1_2	53,558	6,301	0.00	89.47	10.53	0.00	-
1_1	8,794	799	0.00	91.67	8.33	0.00	-

4.2.1.2.2 การวิเคราะห์ทางธรณีเคมี

1) ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)

ค่าของปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ที่วิเคราะห์ได้จากตัวอย่างหินของภาคตัดตาดใหญ่ที่นำมาศึกษาพบว่ามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 4.67% ถึง 10.09% โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 7.03% (ตารางที่ 4.2) ซึ่งแสดงให้เห็นว่ามีการผลิตชั้นสูงโดยเฉพาะในส่วนล่างของภาคตัด (รูปที่ 4.37D) เส้นแนวโน้มของค่า TOC ของภาคตัดส่วนล่างจะค่อย ๆ เพิ่มขึ้นไปจนถึงชั้นที่ 9 และจะลดลงเรื่อย ๆ จนถึงภาคตัดส่วนบน เส้นแนวโน้มจะแสดงค่าพีคในชั้นที่ 1, 9, 11, 12 และ 14 โดยมีค่าเท่ากับ 6.84, 7.70, 5.99 และ 7.37% ตามลำดับ ซึ่งสอดคล้องกับเส้นแนวโน้มของ AOM และ Phytoclasts จากนั้นค่า TOC ก็แสดงให้เห็นค่าที่ลดลงเล็กน้อยที่ชั้นที่ 20 และกลับเพิ่มขึ้นไปไปยังภาคตัดส่วนบนสุดที่แสดงค่า TOC เฉลี่ยที่ 6.66% เส้นแนวโน้มของ TOC ของภาคตัดในส่วนบนนั้นแสดงค่าพีค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 16, 18, 25, และ 30 โดยมีค่า TOC เท่ากับ 8.08, 7.46, 6.93 และ 8.09 ตามลำดับ ซึ่งไม่สอดคล้องกับเส้นแนวโน้มของ Acritarchs และ Phytoclasts

2) Excess SiO₂

ปริมาณซิลิกาส่วนเกิน (Excess SiO₂) ของตัวอย่างหินที่ทำการศึกษาส่วนใหญ่มาจากชิ้นส่วนแข็ง (Hard part) ของไดอะตอม ซึ่งค่าปริมาณซิลิกาส่วนเกินที่วิเคราะห์ได้นี้มีค่าตั้งแต่ค่าต่ำมากจนถึง 11.99% โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 4.89% ดังแสดงในรูปที่ 4.37E และมีค่าสูงที่สุดในภาคตัดส่วนล่างสุดและจะค่อย ๆ ลดลงในส่วนล่างของภาคตัด (เฉลี่ย 5.62%) เส้นแนวโน้มจะแสดงจุดยอดที่สูง 3 ยอด ในชั้นที่ 3, 9 และ 12 ซึ่งมีค่าเท่ากับ 11.99, 9.00 และ 7.04% ตามลำดับ ส่วนบนของภาคตัดนั้นแสดงค่าปริมาณซิลิกาส่วนเกินที่ค่อนข้างต่ำ โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 4.46% และเส้นแนวโน้มนั้นแสดงจุดพีค 6 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 17, 20, 22, 24, 27 และ 30 โดยมีค่าเท่ากับ 7.48, 10.40, 8.03, 4.45, 4.89 และ 6.13% ตามลำดับ

3) Normalized Ba/Al

อัตราส่วนของ Ba/Al ในหินตัวอย่างที่นำมาศึกษามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 19.90 (10⁻⁴) ถึง 67.39 (10⁻⁴) โดยเฉลี่ยมีค่าเท่ากับ 33.41 (10⁻⁴) (รูปที่ 4.37F) โดยภาคตัดส่วนล่างแสดงค่า Ba/Al สูงสุดที่ชั้น 3 เท่ากับ 37.20 (10⁻⁴) จุดพีคอื่น ๆ ของเส้นแนวโน้มของภาคตัดในส่วนล่างยังปรากฏให้เห็นในชั้นที่ 8, 12 และ 14 โดยมีค่า Ba/Al เท่ากับ 44.75 (10⁻⁴) 40.40 (10⁻⁴) และ 35.37 (10⁻⁴) ตามลำดับ ซึ่งสอดคล้องกับค่าของ Excess SiO₂, Phytoclasts และ AOM ในขณะที่ภาคตัดส่วนบนแสดงค่า Ba/Al สูงในชั้นที่ 17, 22, 27 และ 30 โดยมีค่าเท่ากับ 47.67 (10⁻⁴) 38.93 (10⁻⁴) 31.88 (10⁻⁴) และ 35.81 (10⁻⁴) ตามลำดับ รูปแบบของเส้นแนวโน้มยังสอดคล้องกับค่าของ AOM, Phytoclasts และ Excess SiO₂ โดยภาคตัดส่วนบนจะแสดงค่า Ba/Al ลดลงเล็กน้อยโดยมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 30.62 (10⁻⁴)

4) Normalized P/Al

ค่า P/Al ที่วิเคราะห์ได้จากการศึกษาตัวอย่างหินจากทั้งภาคตัดพบว่าอยู่ในช่วงระหว่าง $0.0061 (10^{-4})$ ถึง $0.0217 (10^{-4})$ โดยมีค่าเฉลี่ยเป็น $0.0091 (10^{-4})$ ดังแสดงในรูปที่ 4.37G โดยเส้นแนวโน้มของค่า P/Al ของภาคตัดส่วนล่างแสดงจุดพิค 3 ตำแหน่ง ซึ่งตรงกับเส้นแนวโน้มของตัวแปรอื่น ๆ ยกเว้นที่ส่วนล่างสุดของภาคตัดนั้นจะสอดคล้องกับค่าของ TOC และมีค่า P/Al เฉลี่ยในส่วนนี้เป็น $0.0131 (10^{-4})$ ซึ่งชั้นที่ 1 จะมีค่าที่สูงที่สุด จากนั้นเส้นแนวโน้มจะแสดงค่าที่เพิ่มขึ้นไปยังชั้นที่ 27 ($0.0084 (10^{-4})$) และค่อย ๆ ลดลงเล็กน้อยไปยังภาคตัดด้านบนสุดโดยมีค่าเฉลี่ยที่ภาคตัดส่วนบนนี้เท่ากับ $0.0071 (10^{-4})$

5) Ni/Co

ค่าสัดส่วนของ Ni/Co ที่วิเคราะห์ได้พบว่าแนวโน้มของค่านี้ตลอดทั้งภาคตัดนั้นมีความผันผวน (รูปที่ 4.38A) โดยค่าของ Ni/Co นั้นพบอยู่ในช่วงระหว่าง 0.62-1.17 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.65 ในภาคตัดส่วนล่าง Ni/Co นั้นมีค่าอยู่ในช่วง 0.62-1.07 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.91 และเส้นแนวโน้มแสดงจุดพิค 3 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 5 10-11 และ 12 โดยมีค่าเท่ากับ 1.02, 1.07, และ 1.07 ตามลำดับ ส่วนในตอนบนของภาคตัดนี้ค่า Ni/Co นั้นมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเล็กน้อย โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.71-1.17 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.97 เส้นแนวโน้มของส่วนบนของภาคตัดนี้แสดงจุดพิค 6 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 16, 20, 24, 27, 30 และ 32 โดยมีค่า Ni/Co เท่ากับ 1.15, 1.15, 1.09, 1.17, 0.90 และ 1.16 ตามลำดับ

6) U/Th

อัตราส่วน U/Th ที่แสดงในรูปที่ 4.38B แสดงความผันผวนที่ค่อนข้างสูงตลอดทั้งภาคตัด โดยมีค่า U/Th อยู่ในช่วงระหว่าง 0.74 ถึง 0.36 และมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 0.51 โดยภาคตัดส่วนล่างนี้มีค่า U/Th เฉลี่ย 0.49 และมีค่าที่สูงที่สุดของภาคตัดและค่อย ๆ ลดลงมายังส่วนบนของภาคตัดส่วนล่างนี้ เส้นแนวโน้มของภาคตัดส่วนล่างนี้แสดงจุดพิค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 5 8 10 และ 13 โดยมีค่า U/Th เท่ากับ 0.74 0.57 0.48 และ 0.45 ตามลำดับ ในขณะที่ในภาคตัดส่วนบนนั้นค่า U/Th นั้นจะมีค่าเพิ่มขึ้น โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.38-0.68 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.54 และแสดงค่า U/Th ที่ค่อนข้างสูงที่มีค่าเท่ากับ 0.58, 0.53, 0.57 และ 0.67 ในชั้นที่ 19, 23, 25 และ 27 ตามลำดับ

7) V/Cr

อัตราส่วน V/Cr ที่วิเคราะห์ได้จากตัวอย่างหินนั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 1.84-2.46 โดยเฉลี่ยมีค่าเท่ากับ 2.07 ดังที่แสดงในรูปที่ 4.38C โดยที่ภาคตัดส่วนล่างนั้นแสดงค่า V/Cr สูงที่บริเวณภาคตัดส่วนล่างสุดและค่อย ๆ ลดลงเล็กน้อยไปยังส่วนบนของภาคตัดส่วนล่าง โดยในส่วนนี้ค่า V/Cr อยู่ในช่วงระหว่าง 1.87-2.46 โดยมีค่าเฉลี่ยคือ 2.8 ซึ่งเส้นแนวโน้มในส่วนนี้แสดงจุดพิค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 5 8 11 และ 13 โดยมีค่าเท่ากับ 2.44, 2.20, 2.02 และ 2.15

ตามลำดับ เส้นแนวโน้มดังกล่าวนี้ค่อนข้างสอดคล้องกับเส้นแนวโน้มของตัวแปร Ni/Co และ U/Th ส่วนภาคตัดส่วนบนนี้มีค่า V/Cr ที่มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเล็กน้อย โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 1.84-2.22 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 2.01 เส้นแนวโน้มในภาคตัดส่วนนี้แสดงจุดพิค 3 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 17, 22, 25 และ 29 โดยมีค่าเท่ากับ 2.12, 2.07, 2.10 และ 2.22 ตามลำดับ ซึ่งค่าดังกล่าวนี้ไม่สอดคล้องกับค่าที่สูงของเส้นแนวโน้มของตัวแปรของ Ni/Co และ U/Th แต่ก็มีบางส่วนของภาคตัดส่วนนี้ที่แสดงรูปแบบของแนวโน้มเดียวกันบ้าง

8) V/(V+Ni)

อัตราส่วน V/(V+Ni) นั้นแสดงค่าที่ค่อนข้างสูง โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.67-0.85 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.79 (รูปที่ 4.38D) โดยที่ภาคตัดส่วนล่างนี้มีค่า V/(V+Ni) อยู่ในช่วงระหว่าง 0.75-0.85 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.81 เส้นแนวโน้มของภาคตัดส่วนนี้แสดงจุดพิค 5 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 5, 8, 11, และ 14 โดยมีค่า V/(V+Ni) เท่ากับ 0.85, 0.85, 0.83 และ 0.75 ตามลำดับ ค่าเหล่านี้สอดคล้องกับเส้นแนวโน้มที่จุดพิคของตัวแปร Ni/Co และ U/Th จากนั้นค่า V/(V+Ni) จะลดลงเป็น 0.67-0.83 โดยเฉลี่ยมีค่าเท่ากับ 0.78 ในภาคตัดส่วนบน และลดลงอย่างฉับพลันในส่วนบนสุดของภาคตัด ค่า V/(V+Ni) ในภาคตัดส่วนบนนี้แสดงเส้นแนวโน้มที่แสดงจุดพิค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 17, 22, 25 และ 29 ซึ่งสอดคล้องกับจุดพิคของเส้นแนวโน้มของตัวแปร V/Cr อีกด้วย

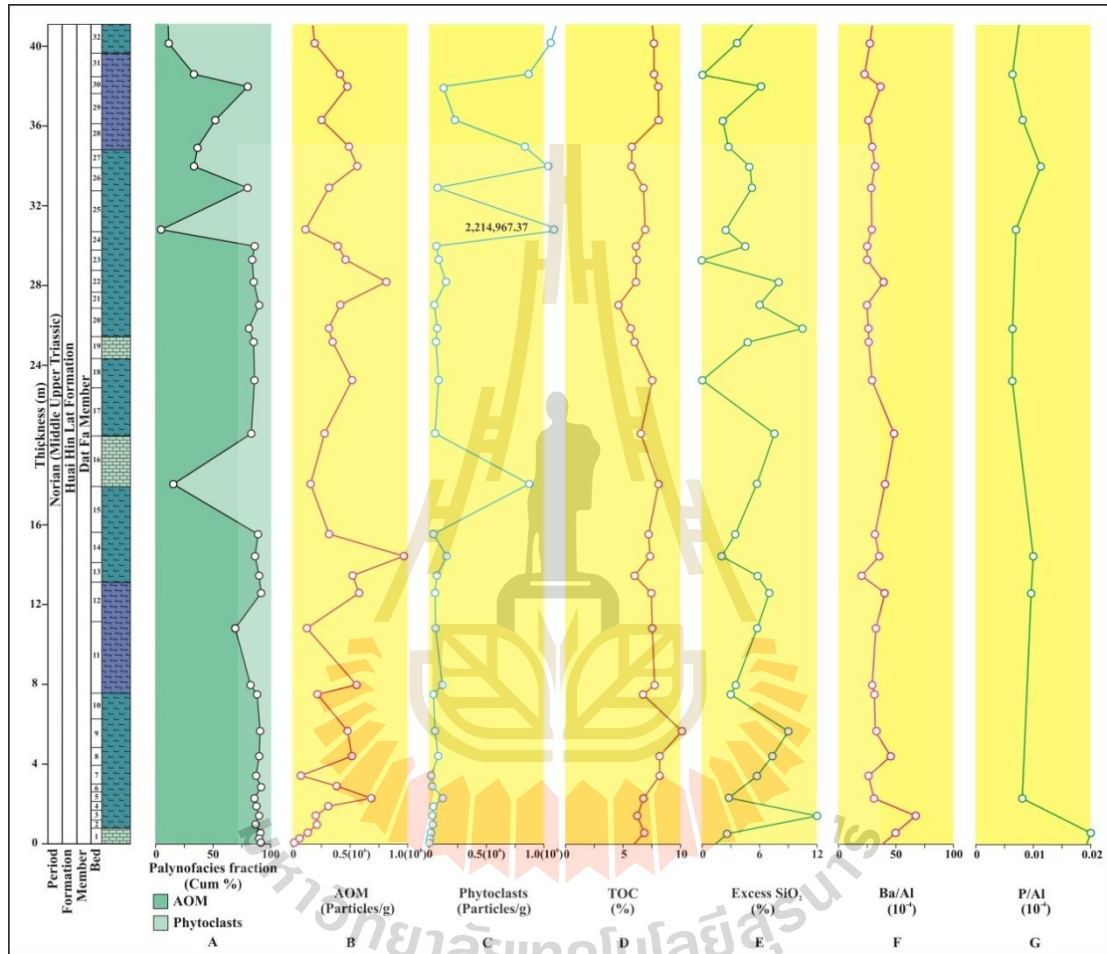
9) Ni/V

อัตราส่วน Ni/V ของภาคตัดที่ทำการศึกษามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.17-0.48 โดยมีค่าเฉลี่ย 0.27 (รูปที่ 4.38E) โดยภาคตัดส่วนล่างจะมีค่า Ni/V ที่ต่ำที่สุดของภาคตัดและจะมีค่าเพิ่มขึ้นไปยังส่วนบนของภาคตัดส่วนล่าง โดยค่า Ni/V มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.17 ถึง 0.34 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.24 เส้นแนวโน้มของภาคตัดส่วนล่างนี้แสดงจุดพิค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 3, 7, 9-10 และ 14 โดยมีค่า Ni/V เท่ากับ 0.23, 0.25, 0.27 และ 0.34 ตามลำดับ ส่วนในภาคตัดส่วนบนนี้ค่า Ni/V ยังคงเพิ่มขึ้นและยังคงเพิ่มขึ้นไปยังส่วนบนสุดของภาคตัด โดยมีค่า Ni/V อยู่ในช่วงระหว่าง 0.21-0.48 โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.29 และแสดงค่าสูงในชั้นที่ 19 และ 23 ซึ่งมีค่าเท่ากับ 0.27 และ 0.32 ตามลำดับ เส้นแนวโน้มของตัวแปรนี้แสดงจุดพิคที่มีรูปแบบซึ่งมีความแตกต่างอย่างมีนัยสำคัญกับรูปแบบของตัวแปร V/Cr และ V/(V+Ni)

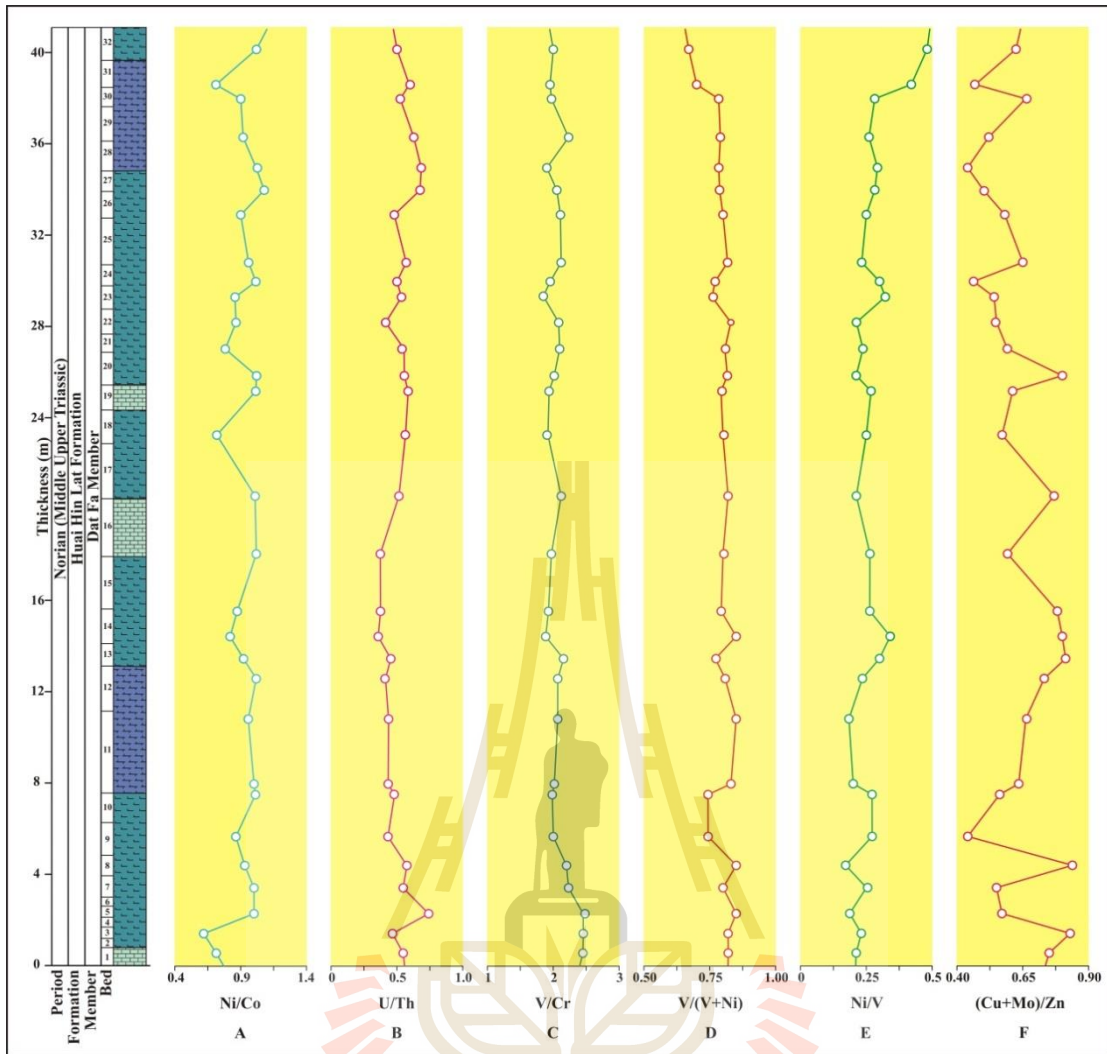
10) (Cu+Mo)/Zn

ค่าของ (Cu+Mo)/Zn ของตัวอย่างหินของภาคตัดที่ทำการศึกษานั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.44-0.84 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.63 (รูปที่ 4.38F) โดยค่า (Cu+Mo)/Zn นั้นแสดงเส้นแนวโน้มที่มีความผันผวนตลอดทั้งภาคตัด ซึ่งแสดงค่าที่สูงที่ภาคตัดส่วนล่างสุดและค่อย ๆ มีค่าลดลงไปยังชั้นที่ 9 และค่อย ๆ เพิ่มขึ้นอีกครั้งไปยังชั้นที่ 13-14 ซึ่งค่า (Cu+Mo)/Zn ที่ได้จากการศึกษาของภาคตัดส่วนนี้มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.44-0.84 และมีเฉลี่ยเท่ากับ 0.68 เส้นแนวโน้มของภาคตัดส่วนนี้แสดงค่าพิค 3 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 3, 8 และ 13 ซึ่งมี (Cu+Mo)/Zn ค่าเท่ากับ 0.83,

0.84 และ 0.81 ตามลำดับ ที่ส่วนบนของภาคตัดนี้ขึ้นแสดงเส้นแนวโน้มของค่า (Cu+Mo)/Zn ที่ค่อย ๆ ลดลงไปยังที่ส่วนบนสุดของภาคตัด โดยมีค่าของ (Cu+Mo)/Zn อยู่ในช่วงระหว่าง 0.44-0.80 และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.59 และเส้นแนวโน้มของค่า (Cu+Mo)/Zn ในส่วนนี้แสดงจุดพีค 4 ตำแหน่ง ในชั้นที่ 17, 20, 25 และ 30 โดยมีค่า (Cu+Mo)/Zn เท่ากับ 0.77, 0.80, 0.65 และ 0.66 ตามลำดับ ซึ่งแสดงให้เห็นว่ามีรูปแบบที่ไม่สอดคล้องกับค่าตัวแปรอื่น ๆ



รูปที่ 4.37 Bio- และ Chemostratigraphic data: (A) Palynofacies fraction (AOM และ phytoclast); (B) AOM; (C) Phytoclast; (D) TOC; (E) Excess SiO₂; (F) Ba/Al; (G) P/Al



รูปที่ 4.38 Chemostratigraphic data: (A) U/Th relationship; (B) U/Th relationship; (C) V/Cr relationship; (D) V/(V+Ni) relationship; (E) Ni/V relationship; (F) (Cu+Mo)/Zn relationship

4.2.1.3 การวิเคราะห์ชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies analysis)

การศึกษาการวิเคราะห์ชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) ในการศึกษานี้ได้ใช้วิธีการของ Suarez-Ruiz et al. (2012) ร่วมกับการศึกษาอินทรีย์วัตถุภายใต้กล้องจุลทรรศน์ (Organic petrography) ที่จะให้ได้ข้อมูลที่ถูกต้องมากขึ้นเพื่อนำใช้ในการวิเคราะห์ชุดลักษณะของอินทรีย์วัตถุ (Organic facies) และการสะสมตัวของสภาพแวดล้อมในอดีต การศึกษาชุดลักษณะของละอองเรณูนั้นจะขึ้นอยู่กับลักษณะของแหล่งกำเนิดสารประกอบอินทรีย์ (สารตั้งต้นทางพฤกษศาสตร์) และการสังเคราะห์สารประกอบอินทรีย์โดยใช้การผสมผสานระหว่างลักษณะทางสัณฐานวิทยาและ

คุณสมบัติทางแสง เช่น ขนาดและการเก็บรักษา โดยประเภทของสารประกอบอินทรีย์ที่แตกต่างกันได้ ถูกจำแนกออกเป็น 3 กลุ่มคือโรเจน ดังนี้

1) กลุ่มของวัสดุอินทรีย์ที่ไม่มีโครงสร้างภายในที่ได้จากแพลงก์ตอนพืชหรือแบคทีเรีย และยางของพืชชั้นสูง (Amorphous organic matter, AOM)

2) กลุ่มของสิ่งมีชีวิตที่มีผนังหนาและยังคงอยู่หลังจากเกิดกระบวนการย่อยสลายของสภาพที่เป็นกรด (Palynomorphs) เช่น สปอร์ แพลงก์ตอนพืชและแพลงก์ตอนสัตว์ ซึ่ง Palynomorphs ดังกล่าวสามารถทำการจำแนกและจัดเป็นกลุ่มย่อย ๆ ได้ค่อนข้างหลากหลาย

3) กลุ่มของชิ้นส่วนของเนื้อเยื่อที่ได้จากพืชหรือเชื้อราที่ชั้นสูง (Phytoclasts) ซึ่งแบ่งเป็นพวกทึบแสง (Opaque) และพวกโปร่งแสง (Non-opaque)

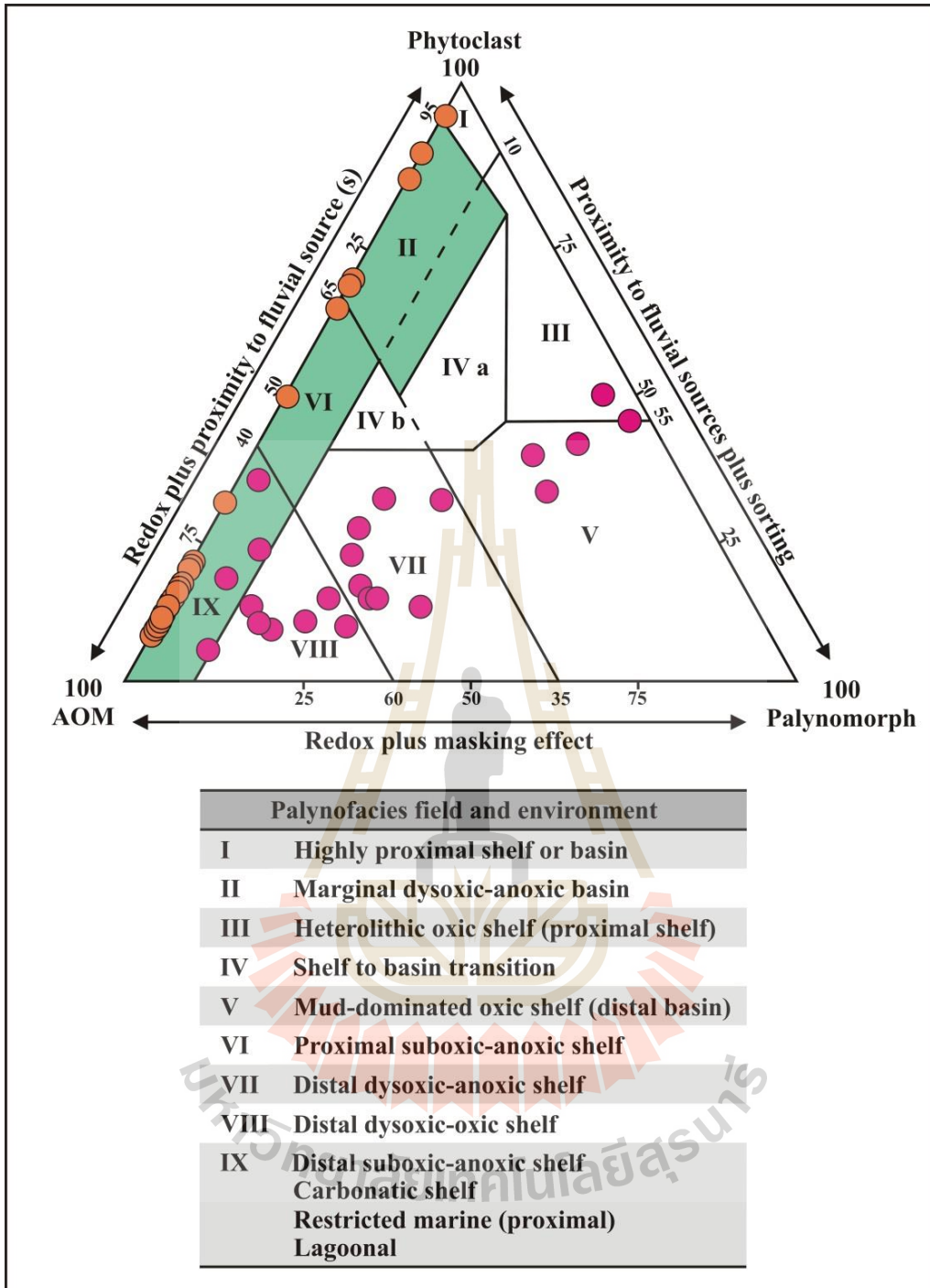
การวัดความอุดมสมบูรณ์ของวัสดุอินทรีย์เหล่านี้สามารถแสดงได้โดยปริมาณร้อยละของชุดลักษณะของละอองเรณูแต่ละชนิดต่อจำนวนทั้งหมดของอนุภาคที่มีอยู่ ข้อมูลของแต่ละกลุ่มนั้นจะถูกคำนวณเป็นเปอร์เซ็นต์และถูกพลอตลงในแผนภูมิสามเหลี่ยม (Ternary diagrams) ซึ่งสามารถใช้ในการจำแนกกลุ่มตัวอย่างออกเป็นแต่ละชนิด (Suarez-Ruiz et al., 2012) ค่าความเข้มข้นของ AOM, Phytoclast และ Palynomorph (APP) เมื่อนำมาพลอตลงใน AOM-Phytoclast-Palynomorph (AAP) Ternary Diagram ดังแสดงในรูปที่ 5.9 นั้นสามารถนำมาใช้เป็นเกณฑ์ในการจำแนกกลุ่มของชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies assemblage) ได้ (Mendonca Filho et al., 2011c. Tyson, 1993, 1995; Suarez-Ruiz et al., 2012) ผลการพลอตนั้นจะบ่งบอกถึงกลุ่มของชุดลักษณะของละอองเรณูและสภาวะรีดอกซ์ของการตกสะสมในสภาพแวดล้อมย่อยที่ควบคุมการเก็บรักษาวัสดุอินทรีย์สารเหล่านี้ไว้ได้ (Suarez-Ruiz et al., 2012)

ในการศึกษาครั้งนี้ข้อมูลที่เป็นเปอร์เซ็นต์ของกลุ่ม Kerogen ในแต่ละกลุ่ม ที่ได้จากการวิเคราะห์ตัวอย่างหินของภาคตัดบ้านหนองไทรได้ถูกนำมาพลอตลงใน AAP ternary diagram ผลการพลอตพบว่าข้อมูลจาก 23 ตัวอย่างที่นำมาพลอตนั้นมีการกระจายตัวอยู่ในห้ากลุ่มของชุดลักษณะและสภาพแวดล้อมการสะสมตัวดังแสดงไว้ด้วยวงกลมสีชมพูในรูปที่ 4.39 โดยหนึ่งตัวอย่างของชั้นที่ 11 ถูกพลอตอยู่ใน Field III ซึ่งบ่งชี้สภาพแวดล้อมแบบ Proximal shelf ที่อยู่ใกล้ ๆ กับกลุ่มของตัวอย่างจากชั้นที่ 9, 12, 13 และ 15 ที่ถูกพลอตลงใน Field V ซึ่งบ่งชี้สภาพแวดล้อมแบบ Mud-dominated oxic shelf และอีก 7 ตัวอย่าง ของชั้นที่ 1, 2, 3D, 5, 6, 8, 16 และ 17 ถูกพลอตลงใน Field VII ซึ่งบ่งชี้สภาพแวดล้อมแบบ Distal dysoxic-anoxic shelf ในขณะที่ตัวอย่างของชั้นที่ 3A, 3B, 4, 14, 18, 19 และ 20 นั้นถูกพลอตอยู่ใน Field VIII ซึ่งบ่งชี้สภาพแวดล้อมแบบ Distal dysoxic-oxic shelf และอีก 4 ตัวอย่างของชั้นที่ 3B, 3C, 7 และ 10 นั้นถูกพลอตใน Field IX ซึ่งบ่งชี้สภาพแวดล้อมแบบ Distal suboxic-anoxic shelf ตามลำดับ

จากนั้นในขั้นตอนถัดมาข้อมูลที่เป็นเปอร์เซ็นต์ของกลุ่ม Kerogen ในแต่ละกลุ่มของภาคตัดตาดใหญ่ จำนวน 28 ข้อมูล ก็ถูกพลอตลงใน APP diagram ดังแสดงไว้ด้วยวงกลมสีส้มในรูปที่ 4.39

โดยข้อมูลถูกพลอตลงได้ใน Field IX ซึ่งบ่งชี้ถึงสภาพแวดล้อมแบบ Distal suboxic-anoxic shelf carbonatic shelf ซึ่งเป็นทะเลเปิดหรือทะเลสาบ และมีหนึ่งตัวอย่างของชั้นที่ 25 ที่ถูกพลอตลงได้ใน Field I ซึ่งบ่งชี้ถึงสภาพแวดล้อมแบบ Highly proximal shelf หรือแอ่งสะสมตะกอน ตัวอย่างอีก 4 ตัวอย่างของชั้นที่ 16, 27, 31 และ 32 นั้นถูกพลอตลงได้ใน Field II ซึ่งบ่งชี้ถึงสภาพแวดล้อมแบบ Marginal dysoxic-anoxic basin ในขณะที่อีกสองตัวอย่างของชั้นที่ 28 และ 29 นั้นถูกพลอตลงได้ใน Field VI ซึ่งบ่งชี้ถึงสภาพแวดล้อมแบบ Proximal suboxic-anoxic shelf โดยรูปแบบการสะสมตัวในอดีตของทั้งสองภาคตัดนั้นจะได้อธิบายถึงในบทต่อไป





รูปที่ 4.39 แสดงการพลอตค่าคีโรเจนของ AOM-Phytoclast-Palynomorph (APP) ของภาคตัดบ้านหนองไทร (สีชมพู) และภาคตัดตาดใหญ่ (สีส้ม) ใน APP diagram สามารถกำหนดชุดข้อมูลได้ 9 ชุดโดยใช้เปอร์เซ็นต์ของกลุ่มคีโรเจนหลัก 3 กลุ่ม ซึ่งแสดงถึงสภาพแวดล้อมที่ต่างกััน (Tyson, 1995; Suarez-Ruiz et al., 2012)

4.2.2 การวิเคราะห์ไฮโดรคาร์บอน (Hydrocarbon analysis)

การสะสมตัวของไฮโดรคาร์บอนนั้นมักจะสะสมตัวในแหล่งกักเก็บปิโตรเลียมแบบทุติยภูมิที่สารไฮโดรคาร์บอนเกิดจากหินดินดานที่อุดมไปด้วยสารอินทรีย์วัตถุ โดยบริเวณที่อุดมไปด้วยสารไฮโดรคาร์บอนและมีการไหลที่ตื้นนั้นเป็นกุญแจสำคัญในการสำรวจและพัฒนา ซึ่งตัวแปรที่ควบคุมการเกิดแหล่งปิโตรเลียมนั้นสามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ปัจจัย ดังนี้

4.2.2.1 การวิเคราะห์หินต้นกำเนิดปิโตรเลียม

หินดินดานที่อุดมไปด้วยอินทรีย์วัตถุที่สามารถผลิตสารไฮโดรคาร์บอนได้อาจถูกวิเคราะห์ด้วยวิธีการศึกษาทางด้านศิลาวรรณาและธรณีเคมี โดยทั้งสองวิธีถูกนำมาใช้เพื่อตีความการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม ดังนี้

4.2.2.1.1 การวิเคราะห์ศิลาวรรณาที่สามารถมองเห็นได้

Walters (2006) ได้ทำการศึกษาและชี้ให้เห็นว่าสารคาร์บอนอินทรีย์ส่วนใหญ่มีพันธะที่ค่อนข้างหนาแน่น มีโมเลกุลขนาดเล็กที่ไม่ละลายน้ำซึ่งเรียกว่าคีโรเจน (Kerogen) การก่อตัวของคีโรเจนจะเริ่มขึ้นเมื่อเซลล์มีชีวิตตาย ถูกย่อยสลาย และให้สารชีวเคมีสะสมตามสภาพแวดล้อมทางธรณีวิทยา โดยกระบวนการและรูปแบบของสภาวะความร้อนที่ได้รับในระหว่างการก่อตัวนั้นจะไม่สูงมากนัก (น้อยกว่า 80 องศาเซลเซียส) ซึ่งเป็นเงื่อนไขของกระบวนการก่อตัวใหม่ (Diagenesis) ที่กระทำต่อคีโรเจน

ในการศึกษารุ่นนี้ตัวอย่างที่ทำการศึกษาได้ถูกนำมาวิเคราะห์ชนิดของมาซีรอล (Maceral types) โดยในแต่ละกลุ่มย่อยนั้นจะสามารถระบุให้เห็นถึงชนิดของคีโรเจนได้ ซึ่งกระบวนการที่ใช้ในการวิเคราะห์นี้ได้รับการรับรองโดย The International Committee for Coal Petrography (ICCP) (Stach et al., 1982; Durand, 1993) ICCP ได้ทำการจำแนกประเภทของมาซีรอลออกเป็น 3 ประเภท คือ Liptinite, Vitrinite และ Inertinite โดยการศึกษาที่เบื้องต้นได้แบ่งความแตกต่างออกเป็น 2 ประเภท คือ Sapropelic maceral และ Humic maceral

Sapropelic maceral นั้นเป็นไขมัน (Lipid) ของสารประกอบอินทรีย์และมักพบในสถานะที่ไม่มีออกซิเจนที่สามารถเทียบเท่ากับพีท (Peat) โดย Sapropelic maceral สามารถจำแนกออกเป็นกลุ่มย่อยได้ 3 กลุ่มย่อย คือ Sapropelic amorphous body, Sapropelic vitrodetrinite, และ Alginate ซึ่งเป็นข้อมูลที่สำคัญอย่างมากที่ใช้ในการตีความที่มีความแม่นยำมากขึ้น ซึ่งกลุ่มย่อยของ Alginate ประกอบด้วยสาหร่ายสีเขียวแกมน้ำเงิน สาหร่ายสีเขียวและอาคริทาร์ช (Acritarchs) ซึ่งอาจกำหนดให้อยู่ในกลุ่ม Liptinite ได้เช่นกันตามที่นักวิจัยท่านอื่น ๆ ได้ตีพิมพ์ไว้ก่อนหน้านี้ แต่ในการศึกษารุ่นนี้ได้จัดให้ Alginate นั้นอยู่ในกลุ่ม Sapropelic เนื่องจากการที่มันเป็นมาซีรอลที่มีไฮโดรเจนอยู่มากซึ่งสอดคล้องกับสมาชิกประเภทอื่น ๆ ภายในกลุ่ม และกลุ่ม Humic นั้นจะประกอบด้วย Liptinite หรือ Exinite, Vitrinite และ Inertinite ตามข้อเสนอแนะของ ICCP โดย Liptinite หรือ Exinite นั้นจะแสดงค่าการสะท้อนที่ไม่ค่อยดีนักแต่แสดงค่าการเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์ที่ตีมากและมักจะ

ประกอบด้วยอนุภาคที่มีแหล่งกำเนิดทางชีวภาพที่เป็นที่รู้จักและเห็นได้อย่างชัดเจน (Durand, 1993) ซึ่งคีโรเจนกลุ่มนี้จะเกิดขึ้นจากสารที่อุดมไปด้วยสารระเหยและไฮโดรเจนของสาหร่าย พีชชั้นสูงและแบคทีเรียที่ค่อนข้างทนต่อการย่อยสลายของเชื้อแบคทีเรียและเชื้อราและกระบวนการออกซิเดชัน โดยคีโรเจนกลุ่มนี้จะประกอบด้วยกลุ่มคีโรเจนย่อยของ Resinite (Fossil resin), Sporinite (Spores และ pollen), Suberinite (cork), Cutinite (Cuticle), Chitin body, และ Bituminite (Amorphous fluorescent matter)

Vitrinite นั้นเป็นอนุภาคที่มีขนาดเกิน 0.03 มิลลิเมตร เป็นอนุภาคอสัณฐานที่มีค่าการสะท้อนแสงปานกลาง มีการเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์ที่อ่อนหรือไม่มีเลย (Durand, 1993) และเป็นส่วนประกอบสำคัญของถ่านหินที่เกิดจากเนื้อเยื่อของลำต้น ราก เปลือกและใบซึ่งจะปรากฏเป็นสีเทาเมื่อทำการทดสอบการสะท้อนแสง กลุ่มของวิทริไนต์นี้จะประกอบด้วย Texto-ulminite (ผนังเซลล์ของพีชที่มีการเก็บรักษาที่ดี), Densinite (เศษของเนื้อเยื่อพีช), Gelovitrinite (วิทริไนต์ที่เป็นเจล)

Inertinite นั้นเป็นอนุภาคที่มีการสะท้อนแสงที่ดีแต่ไม่แสดงการเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์ (Durand, 1993) ซึ่งเกิดจากเนื้อเยื่อของพีชที่ถูกออกซิเดชันหรือได้รับการเผาไหม้อย่างไม่สมบูรณ์ของไฟป่าหรือการกัดเซาะของตะกอนที่ตกตะกอนแล้วในระหว่างการพัดพาและการตกตะกอน (Durand, 1993) Inertinite ประกอบด้วยโครงสร้าง Fusinite (โครงสร้างเซลล์) และ Sclerotinite (ชิ้นส่วนที่เหลือของพวกเชื้อรา) ของกลุ่มมาซีราลย่อยของ Teloinertinite

ในการศึกษาครั้งนี้ตัวอย่างหินของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดบ้านตาตใหญ่ ได้ถูกนำมาศึกษาและระบุชนิดของมาซีราลและชนิดของมาซีราลย่อย ผลการศึกษาพบว่ามาซีราลของภาคตัดทั้งสองนั้นประกอบด้วย Sapropelic, Vitrinite และ Inertinite ตามลำดับ โดยตัวอย่างหินของภาคตัดบ้านหนองไทรส่วนใหญ่จะเป็นกลุ่ม Sapropelic (ร้อยละ 80.7-90.3) เนื่องจากมีความสัมพันธ์กับ Sapropelic amorphinite และ Sapropelic vitrodetrinite ยกเว้น Alginite (ตารางที่ 4.3) ค่าของ Sapropelic amorphinite อยู่ที่ 57.7-73.0% และมีค่าโดยเฉลี่ยเท่ากับ 65.6% ค่า Sapropelic vitrodetrinite มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 16.0-24.0% โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 20.2% โดยมาซีราลกลุ่ม Vitrinite นั้นมีอยู่ในตัวอย่างหินที่น้อยกว่า โดยมีปริมาณอยู่ในช่วงระหว่าง 9.7-19% ซึ่งมีค่าตั้งแต่ 5.0-8.7%, 4.3-11.0% และ 0.3% สำหรับ Densinite, Gelovitrinite และ Texto-ulminite ตามลำดับ และกลุ่ม Inertinite นั้นพบว่ามีค่าที่ต่ำที่สุด โดย Fusinite มีค่า 0.3% และไม่พบ Sclerotinite

ส่วนภาคตัดตาตใหญ่นั้นพบทั้ง Sapropelic amorphinite และ Sapropelic vitrodetrinite โดยสามารถทำการจำแนกได้ดังแสดงอยู่ในตารางที่ 4.4 โดยมีปริมาณอยู่ในช่วงระหว่าง 55.7-69.7% (เฉลี่ย 63.7%) และ 17.3-26.3% (เฉลี่ย 21.6%) ตามลำดับ จากผลการศึกษาพบว่ามาซีราลกลุ่ม Sapropelic ทั้งหมดนั้นจะมีค่าประมาณ 85.9% ซึ่งจะช่วยให้มีความถูกต้องมากขึ้นในการตีความชนิดของคีโรเจน ค่า Vitrinite ถูกจำแนกเป็น 4 กลุ่มมาซีราลย่อย โดยจากการศึกษาพบว่ามี Texto-ulminite ต่ำกว่า 0.3% ในส่วนล่างสุดของภาคตัด ค่า Densinite และ Gelovitrinite มีค่าอยู่ระหว่าง

4.3-9.0% (เฉลี่ย 6.4%) และ 6.0-10.7% (เฉลี่ย 8.2%) ตามลำดับ ซึ่งพบว่าทั้งสองกลุ่มนี้มีค่ารวมกันประมาณ 14.6% ส่วนค่า Inertinite มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.3% มีการกระจายตัวอยู่ในส่วนล่างของภาคตัด ดังนั้นผลจากการศึกษามาชีรากลประเภทที่พบในภาคตัดทั้งสองทั้งหมดสามารถให้ได้ทั้งน้ำมันและก๊าซซึ่งจะถูกพิจารณาและอภิปรายถึงต่อไปในหัวข้อประเภทของคีโรเจน



ตารางที่ 4.3 ประเภทของมาซีรอลที่จำแนกโดยการวิเคราะห์ทางสีลาบรรณาของภาคตัดบ้านหนองไทร หมวดหินห้วยหินลาด

ตัวอย่าง	ชั้นหิน	Sapropelic							Humic															
		SA	SV	Alginite				รวม	Liptinie / Exinite							รวม	Vitrinite			รวม	IN		รวม	
				AL	GA	AC	อื่น ๆ		RE	SP	SE	CT	CRP	BI	อื่น ๆ		TE	DE	GE		FU	SC		
A5G	20	199	48	-	-	-	-	247	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1	18	33	52	1	-	1
		66.3	16.0	-	-	-	-	82.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	6.0	11.0	17.3	0.3	-
A4G	18	179	72	-	-	-	-	251	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1	23	25	49	-	-	-
		59.7	24.0	-	-	-	-	86.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	7.7	8.3	16.3	-	-
A3G	16	188	64	-	-	-	-	252	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1	26	21	48	-	-	-
		62.7	21.3	-	-	-	-	84.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	8.7	7.0	16.0	-	-
A2G	14	202	56	-	-	-	-	258	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1	18	23	42	-	-	-
		67.3	18.7	-	-	-	-	86.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	6.0	7.7	14.0	-	-
16G	10	173	69	-	-	-	-	242	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1	24	32	57	1	-	1
		57.7	23.0	-	-	-	-	80.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	8.0	10.7	19.0	0.3	-
13G	7	194	65	-	-	-	-	259	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1	18	21	40	1	-	1
		64.7	21.7	-	-	-	-	86.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	6.0	7.0	13.3	0.3	-
11G	5	204	63	-	-	-	-	267	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	15	18	33	-	-	-
		68.0	21.0	-	-	-	-	89.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	5.0	6.0	11.0	-	-
6G	3A	212	57	-	-	-	-	269	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	17	14	31	-	-	-
		70.7	19.0	-	-	-	-	89.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	5.7	4.7	10.3	-	-
5G	2	219	52	-	-	-	-	271	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	16	13	29	-	-	-
		73.0	17.3	-	-	-	-	90.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	5.3	4.3	9.7	-	-

SA: Sapropelic amorphinite; SV: Sapropelic vitrodetrinite; AL: Algae; GA: Green algae; AC: Acritarch; RE: Resinite; SP: Sporinite; SE: Suberinite; CT: Cutinite; CRP: Chitin remained particle; BI: Bituminite; TE: Textolminite; DE: Densinite; GE: Gelovitrinite; IN: Inertodetrinite; FU: Fusinite; SC: Sclerotinite

ตารางที่ 4.4 ประเภทของมาซีรอลที่จำแนกโดยการวิเคราะห์ทางสีลาบรรณาของภาคตัดตาดใหญ่ หมวดหินห้วยหินลาด

ตัวอย่าง	ชั้นหิน	Sapropelic							Humic															
		SA	SV	Alginite				รวม	Liptinie / Exinite							รวม	Vitrinite			IN		รวม		
				AL	GA	AC	อื่น ๆ		RE	SP	SE	CT	CRP	BI	อื่น ๆ		TE	DE	GE	FU	SC			
T34-1	31	186	70	-	-	-	-	256	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	16	28	44	0	-	0
		62.0	23.3	-	-	-	-	85.3	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	5.3	9.3	14.7	0.0	-	0.0
T32-1	29	192	67	-	-	-	-	259	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	16	25	41	0	-	0
		64.0	22.3	-	-	-	-	86.3	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	5.3	8.3	13.7	0.0	-	0.0
T28-1	25	207	56	-	-	-	-	263	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	14	23	37	0	-	0
		69.0	18.7	-	-	-	-	87.7	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	4.7	7.7	12.3	0.0	-	0.0
T26-2	23	198	68	-	-	-	-	266	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	13	21	34	0	-	0
		66.0	22.7	-	-	-	-	88.7	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	4.3	7.0	11.3	0.0	-	0.0
T24-2	21	188	63	-	-	-	-	251	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	20	28	48	1	-	1
		62.7	21.0	-	-	-	-	86.7	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	6.7	9.3	16.0	0.3	-	0.3
T20-1	17	209	52	-	-	-	-	261	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	18	21	39	0	-	0
		69.7	17.3	-	-	-	-	87.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	6.0	7.0	13.0	0.0	-	0.0
T18-1	15	203	55	-	-	-	-	258	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	23	18	41	1	-	1
		67.7	18.3	-	-	-	-	86.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	7.7	6.0	13.7	0.3	-	0.3
T14-2	11	167	79	-	-	-	-	246	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	21	32	53	1	-	1
		55.7	26.3	-	-	-	-	82.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	7.0	10.7	17.7	0.3	-	0.3
T10-1	7	172	75	-	-	-	-	247	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	24	28	52	1	-	1
		57.3	25.0	-	-	-	-	82.3	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	8.0	9.3	17.3	0.3	-	0.3
T7-1	5	188	63	-	-	-	-	251	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1.0	27	21	49	0	-	0
		62.7	21.0	-	-	-	-	86.7	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.3	9.0	7.0	16.3	0.0	-	0.0

SA: Sapropelic amorphinite; SV: Sapropelic vitrodetrinite; AL: Algae; GA: Green algae; AC: Acritarch; RE: Resinite; SP: Sporinite; SE: Suberinite; CT: Cutinite; CRP: Chitin remained particle; BI: Bituminite; TE: Texto-ulminite; DE: Densinite; GE: Gelovitrinite; IN: Inertodetrinite; FU: Fusinite; SC: Sclerotinite

4.2.2.1.2 การวิเคราะห์ธรณีเคมีของสารไฮโดรคาร์บอน

การวิเคราะห์ทางธรณีเคมีของสารไฮโดรคาร์บอนนั้นจำเป็นต้องใช้ในการศึกษาและประเมินศักยภาพของแหล่งกำเนิดไฮโดรคาร์บอน การวิเคราะห์ฯ ส่วนใหญ่นั้นประกอบด้วย การวิเคราะห์ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ค่าการสะท้อนแสงวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, Ro) และการประเมินการให้ไฮโดรคาร์บอนด้วยการให้ความร้อนกับหิน (Rock-Eval Pyrolysis) ซึ่งมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

4.2.2.1.2.1 คาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)

ค่า TOC นั้นเป็นพารามิเตอร์ในการคัดกรองเบื้องต้น สำหรับการกำหนดศักยภาพในการผลิตปิโตรเลียม (Khositchaisri, 2012) ในสภาพอากาศที่อบอุ่นและชื้น ปริมาณสารประกอบอินทรีย์อาจลดลงจากการเกิดออกซิเดชันในระหว่างที่หินโคล์มีการผุพัง (Leythaeuser, 1973; Clayton และ Swetland, 1978; Peters, 1986, Stanley, 1987; Stanley et al., 1992)

จากการศึกษาทั้งสองพื้นที่ศึกษาพบว่าตัวอย่างที่ถูกนำมาวิเคราะห์หาปริมาณสารประกอบอินทรีย์นั้นมีปริมาณอินทรีย์วัตถุที่ค่อนข้างมาก โดยค่า TOC ของบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทรจะมีค่าสูงมากดังแสดงในตารางที่ 4.1 โดย TOC ที่ได้จากการวิเคราะห์นั้นจะมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 1.90-7.06% โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 4.86% และมีค่าสูงที่สุดในภาคตัดส่วนล่างโดยเฉพาะในชั้นที่ 3 และลดลงอย่างต่อเนื่องในภาคตัดส่วนกลางและส่วนบน โดยค่า TOC ที่ต่ำนั้นแสดงอยู่ในชั้นที่ 13 และ 19 ที่มีค่า TOC เท่ากับ 2.34% และ 1.90% ตามลำดับ ในขณะที่ภาคตัดตาดใหญ่ที่มีความผันผวนของค่า TOC ที่น้อยกว่าของภาคตัดบ้านหนองไทร โดยพบว่าในภาคตัดตาดใหญ่มีค่า TOC สูงที่สุดในชั้นที่ 9 และจะมีค่าต่ำที่สุดในชั้นที่ 21 ซึ่งเมื่อพิจารณาโดยรวมแล้วถือว่ามีค่าสูงมากสำหรับภาคตัดนี้ (ตารางที่ 4.2) ค่า TOC ที่ได้จากการวิเคราะห์ของภาคตัดนี้จะมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 4.67% ถึง 10.09% โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 7.03% เนื่องจากมีสารประกอบอินทรีย์สะสมตัวเป็นปริมาณมาก

4.2.2.1.2.2 การสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Ro)

ตะกอนที่มีอินทรีย์วัตถุที่สะสมตัวอยู่ในแอ่งจะมีการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติทางเคมีและทางกายภาพของตะกอนทั้งในช่วงระหว่างกระบวนการก่อนและหลังการสะสมตัว เช่น การควบแน่นของสารประกอบอินทรีย์ การเพิ่มขึ้นของปริมาณคาร์บอน ความชื้นและสารละลายลดลง ความพรุนเพิ่มขึ้น ความหนาแน่นและความแข็งต่ำลง เป็นต้น ซึ่งลักษณะเหล่านี้เป็นผลมาจากสภาวะการได้ที่ด้วยความร้อน (Thermal maturation) ซึ่งสภาวะการได้ที่ได้ถูกนำมาใช้เพื่ออธิบายถึงวิวัฒนาการของสารประกอบอินทรีย์ที่กระจายตัวโดยมีความลึกและอุณหภูมิสูงขึ้นและเป็นปัจจัยในการทำให้เกิดน้ำมันและก๊าซ (Tissot และ Welt, 1984; Taylor et al., 1998; Suarez-Ruiz et. al., 2012) การบ่งบอกสภาวะการได้ที่โดยความร้อนของอินทรีย์วัตถุในชั้นหินอาจพิจารณาได้โดยการศึกษาระดับของถ่านหิน การเรืองแสงของอินทรีย์วัตถุ ดัชนีการเปลี่ยนสีของซากบรรพชีวิน

ขนาดเล็กเนื่องจากความร้อน (Thermal alteration index, TAI) ดัชนีการเปลี่ยนสีของคอนดอนท์ (Conodont colour alteration index, CAI) ดัชนีสีของสปอร์ (Spore colouration index, SCI) การทดสอบธรณีเคมี (CPI, T_{max} , ดัชนีการผลิต (Productivity index, PI)) ร้อยละโดยน้ำหนักของธาตุ (C, H, H/C) และหลักการทางแสง (optical method) ซึ่งหลักการทางแสงจะถูกแบ่งออกเป็นการวัดการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite) บิทูเมน (Bitumen) และซากบรรพชีวินขนาดเล็กอื่น ๆ เช่น แกรปโทไลต์ (Graptolite) โดยวิธีการการวัดการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Reflectance of vitrinite) จะสะดวกในการนำมาวิเคราะห์และระบุสถานะการได้มากกว่าวิธีอื่น ๆ นอกจากนี้การวัดการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Reflectance of vitrinite) ยังสามารถทำการศึกษาได้จากการวัดค่าการสะท้อนของมาซีรอลของ Telocollinite (Exinite) (Alpern, 1970; Peter และ Cassa, 1994)

การวิเคราะห์การสะท้อนแสงของวิทริไนต์เป็นวิธีการที่ได้รับการยอมรับจากอุตสาหกรรมน้ำมันและก๊าซ (Fowler et al., 2005; Peter et al., 2005; Fraser et al., 2012) เนื่องจากปริมาณของแสงที่สะท้อนโดยมาซีรอลของวิทริไนต์นั้นเป็นการทดสอบที่สำคัญสำหรับการระบุสถานะการได้ที่ (McCarthy et al., 2011) และระดับของหินตะกอนที่มีสารประกอบอินทรีย์กระจายตัวอยู่ (ICCP, 1971; Stach et al., 1982; Taylor et al., 1998; Suarez-Ruiz et al., 2012) การวัดการสะท้อนแสงทำได้โดยการวัดความเข้มของแสงสีขาวที่เกิดขึ้นกับตัวอย่างวัดที่หลายร้อยจุดตามพื้นที่ตัวอย่างด้วยกล้องจุลทรรศน์ จากนั้นจึงได้มีการวิเคราะห์เชิงสถิติเพื่อหาค่าการสะท้อนของวิทริไนต์ในตัวอย่างหิน (McCarthy et al., 2011) ภายใต้การแช่อยู่ในน้ำมัน (Stach et al., 1982; Peter และ Cassa, 1994) ผลคือในการวิเคราะห์การแช่ในน้ำมันจะถูกระบุโดยใช้ θ ในพารามิเตอร์ R_0 (Peter และ Cassa, 1994) ในกรณีที่ค่า R_0 ต่ำอาจเกิดจากการขัดผิวที่บริเวณผิวหน้าของตัวอย่างทดสอบที่ไม่ดี ในขณะที่ค่า R_0 ที่สูงอาจเกิดจากวิทริไนต์นั้นผ่านกระบวนการออกซิเดชันมาแล้ว การวัดค่าการสะท้อนแสงนั้นมีความเชื่อมโยงกับความดันและน้ำหนักที่กดทับและโดยทั่วไปจะค่อย ๆ เพิ่มขึ้นตามน้ำหนักกดทับที่เพิ่มขึ้นทำให้ระดับการสะท้อนแสงที่วัดได้มีค่าสูงไปด้วยเช่นกัน (Davis, 1984; Suarez-Ruiz et al., 2012) และแรงดันที่เกิดจากธรณีแปรสัณฐานในทิศทางอื่น ๆ นั้นก็ยังสามารถทำให้เกิดการสะท้อนแสงสูงสุดด้วยทิศทางที่ต่างกันไปด้วย (Hower และ Davis, 1981; Levine และ Davis, 1989, 1990; Suarez-Ruiz et al., 2012)

ผลการตรวจวัดค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (R_0) จากตัวอย่างที่ทำการศึกษาของทั้งภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่ นั้นพบว่าไม่แสดงลักษณะของความผันผวนเกิดขึ้น ตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทรจำนวน 11 ตัวอย่างได้ถูกทำการตรวจวัดค่า R_0 แต่ตัวอย่างส่วนใหญ่ไม่พบจุดวัดที่เหมาะสม ยกเว้นในชั้นที่ 14, 15 และ 17 (ตารางที่ 4.5) และค่าที่วัดได้ในชั้นที่ 14 และ 17 มีค่าเท่ากับ 0.82% และ 0.86% ตามลำดับ โดยพบว่าตัวอย่างจากชั้นที่ 15 นั้นมีค่าที่สูงกว่า คือมีค่า R_0 เท่ากับ 1.04% ตัวอย่างหินของภาคตัดตาดใหญ่ จำนวน 10 ตัวอย่าง พบว่ามี 3 ตัวอย่างของชั้นที่ 15, 25, และ 29 เท่านั้นที่ไม่สามารถวิเคราะห์ได้ด้วยเหตุผลเช่นเดียวกับตัวอย่างหินของภาคตัดบ้าน

หนองไทร ค่า R_0 ของตัวอย่างที่เหลือที่สามารถตรวจวัดค่า R_0 ทั้งหมดมีค่าสูงมาก โดยมีค่า R_0 อยู่ในช่วงระหว่าง 1.67-1.86% โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 1.74% และมีค่าสูงสุดที่ 1.86% ที่พบในตัวอย่างที่ได้จากส่วนล่างของภาคตัดและค่าของ R_0 นั้นจะค่อย ๆ ลดลงไปที่ส่วนบนสุดของภาคตัดซึ่งมีค่าต่ำกว่า อย่างไรก็ตามค่า R_0 ที่ตรวจวัดได้เหล่านี้ก็ไม่ค่อยต่างกันมากนักและไม่ค่อยส่งผลต่อการประเมินค่าสถานะการได้ที่ที่ต่างกันมากนักดังแสดงในตารางที่ 4.6

ตารางที่ 4.5 ผลการทดสอบค่าการสะท้อนแสงอินฟราเรด (R_0) ด้วยวิธีการตรวจวัดทางแสง ของบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทร หมวดหินห้วยหินลาด

ตัวอย่าง	ชั้นหิน	ค่าการสะท้อนแสงของอินฟราเรด (R_0) %			จำนวนจุดทดสอบ	ค่าเบี่ยงเบน	หมายเหตุ
		ค่าน้อยที่สุด	ค่ามากที่สุด	เฉลี่ย			
A5G	20	-	-	-	5	-	
A4-5G	19	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
A3-4G	17	-	-	0.86	2	0.0071	-
A3G	16	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
A2-3G	15	-	-	1.04	2	0.0283	-
A2G	14	-	-	0.82	14	0.0649	-
A1-2G	13	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
12G	6	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
10G	4	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
5G	2	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
1-4G	1	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด

ตารางที่ 4.6 ผลการทดสอบค่าการสะท้อนแสงวิเทรีไนต์ (R_o) ด้วยวิธีการตรวจวัดทางแสง ของบริเวณภาคตัดตาดใหญ่ หมวดหินห้วยหินลาด

ตัวอย่าง	ชั้นหิน	ค่าการสะท้อนแสงของวิเทรีไนต์ (R_o) %			จำนวนจุดทดสอบ	ค่าเบี่ยงเบน	หมายเหตุ
		ค่าน้อยที่สุด	ค่ามากที่สุด	เฉลี่ย			
T34-1	31	1.63	1.70	1.67	5	0.0268	-
T32-1	29	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
T28-1	25	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
T26-2	23	1.63	1.83	1.72	14	0.0591	-
T24-2	21	1.60	1.84	1.74	13	0.0804	-
T20-1	17	1.63	1.85	1.73	12	0.0732	-
T18-1	15	-	-	-	-	-	ไม่มีจุดวัด
T14-2	11	1.62	1.79	1.73	12	0.0491	-
T10-1	7	1.71	2.00	1.86	10	0.0760	-
T7-1	5	1.60	1.79	1.70	12	0.0713	-

4.2.2.1.2.3 Rock-Eval Pyrolysis

กระบวนการไพโรไลซิส (Pyrolysis) เป็นกระบวนการให้ความร้อนกับชีวมวลในสถานะที่ไร้ออกซิเจนทำให้ชีวมวลเปลี่ยนสถานะจากของแข็งกลายเป็นของเหลวหรือน้ำมัน กระบวนการนี้ได้รับการพัฒนาขึ้นในช่วงกลางของทศวรรษที่หกสิบและได้ถูกนำมาใช้เป็นเครื่องมือในการศึกษาเพื่อประเมินศักยภาพของตัวอย่างหินที่มีอินทรีย์วัตถุเป็นส่วนประกอบ โดยการวัดความแตกต่างระหว่างคาร์บอนที่มีอยู่ในปัจจุบัน (C_T หรือ TOC) และคาร์บอนที่เหลือ (C_R) ภายหลังจากการเกิดกระบวนการไพโรไลซิสแล้ว (Giraud, 1970; Gransch and Eisma, 1970; Bordenave et al., 1970, 1993)

การทดสอบการให้ความร้อนกับหินเพื่อศึกษาการให้ไฮโดรคาร์บอน หรือ Rock-Eval Pyrolysis เป็นวิธีการที่ใช้กันอย่างกว้างขวางโดยเฉพาะอย่างยิ่งในอุตสาหกรรมปิโตรเลียม (Bordenave et al., 1993) เพื่อใช้ในการประเมินคุณภาพและสถานะการได้ที่โดยความร้อน (Espitalie et al., 1977, 1984; Clementz et al., 1979; Tissot และ welte, 1984; Peter, 1986; Stanley et al., 1992) และชนิดของสารประกอบอินทรีย์ (McCarthy et al., 2011) ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่มีความสะดวกและรวดเร็ว

สำหรับการวิเคราะห์นั้นจะทำการบดตัวอย่างหินและนำไปใส่ไว้ในเครื่องไพโรไลซิส จากนั้นเครื่องมือจะเริ่มต้นกระบวนการโดยอัตโนมัติตามรายละเอียดในบทวิธีการทดสอบ เทคนิคนี้ใช้ทดสอบกับตัวอย่างจำนวนไม่มากนักภายใต้อุณหภูมิควบคุมที่จะค่อย ๆ เพิ่มขึ้น อินทรีย์วัตถุจะแตกตัว

ออกเป็นปิฐูเมนที่ละลายได้ในตัวทำละลายอินทรีย์และของแข็งที่ไม่ละลายน้ำหรือคีโรเจน ความแตกต่างของความสามารถในการละลาย/ไม่ละลายน้ำนั้นเกี่ยวข้องโดยตรงกับขนาดของโมเลกุลอินทรีย์ (Bordenave et al., 1993) โดยทั่วไปโครงสร้างโมเลกุลที่ซับซ้อนของสารประกอบอินทรีย์จะถูกให้ความร้อนที่สูงขึ้นเพื่อทำลายพันธะเคมีที่ซับซ้อนให้กลายเป็นพันธะง่าย ๆ และเล็กลง ผลที่ได้อาจเป็นผลิตภัณฑ์ก๊าซชนิดต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นและถูกขับออกมาตามค่าระดับอุณหภูมิที่ให้เพิ่มสูงขึ้นเรื่อย ๆ โดยผลการทำไพโรไลซิสตามโปรแกรมจะประกอบไปด้วยค่าของ S_1 S_2 S_3 และ T_{max} ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.7

S_1 หมายถึง ผลิตภัณฑ์ที่เกิดขึ้นในช่วงก่อนที่อุณหภูมิสูงถึง 300 องศาเซลเซียส ซึ่งจะเป็นสารประกอบไฮโดรคาร์บอนที่ได้จากการสลายตัวของปิฐูเมน ตั้งแต่ C_1 ถึง C_{40} ตัวอย่างหินจำนวนสิบตัวอย่าง ของภาคตัดบ้านหนองไทรได้ถูกนำมาทำการวิเคราะห์และพบว่าตัวอย่างหินเหล่านี้มีค่า S_1 อยู่ในช่วงระหว่าง 0.03-0.18 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน โดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0.09 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน โดยค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ส่วนใหญ่นั้นจะมีค่าใกล้เคียง 3, 4, 10, และ 14 นั้นจะมีค่า S_1 เท่ากับ 0.12, 0.13, 0.16 และ 0.18 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน ตามลำดับ ซึ่งค่า S_1 ที่ตรวจวัดได้จากตัวอย่างจากภาคตัดบ้านหนองไทรนี้มีค่าสูงกว่าค่า S_1 ที่ตรวจวัดได้ตัวอย่างของภาคตัดตาดใหญ่ โดยมีค่า S_1 ที่มากที่สุดไม่เกิน 0.01 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน ยกเว้นชั้นที่ 11 และ 15 ซึ่งค่อนข้างสูง (0.02 และ 0.03 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน) จากผลการวิเคราะห์ที่มีค่า S_1 ที่ต่ำแสดงให้เห็นว่าหินในภาคตัดทั้งสองมีการเก็บกักก๊าซที่ผลิตขึ้นมาได้ไว้ภายในเนื้อหินได้เพียงเล็กน้อย

S_2 แสดงถึง ผลิตภัณฑ์ที่เกิดขึ้นในช่วงอุณหภูมิอยู่ระหว่าง 300-500 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นกลุ่มของสารประกอบไฮโดรคาร์บอนซึ่งแตกตัวออกมาจากคีโรเจน (NSO compositions, Bordenave et al., 1993) และยังคงแสดงถึงสัดส่วนที่สำคัญของคาร์บอนที่ถูกแปลงสภาพ โดยตัวอย่างจากภาคตัดบ้านหนองไทรที่ถูกนำมาวิเคราะห์นั้นมีค่า S_2 อยู่ในช่วงระหว่าง 0.26 ถึง 23.91 มิลลิกรัมต่อกรัมหินโดยมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 7.93 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน โดยชั้นที่ 3 และ 4 มีค่า S_2 เท่ากับ 23.91 และ 14.34 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน ซึ่งมีค่าสูงกว่าชั้นอื่น ๆ ส่วนค่า S_2 ต่ำสุด คือ 0.33 และ 0.26 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน ซึ่งพบในชั้นที่ 7 และ 10 ส่วนค่า S_2 ของตัวอย่างของภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีค่าค่อนข้างต่ำ โดยมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.11 ถึง 0.18 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน โดยมีค่าเฉลี่ย 0.14 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน อย่างไรก็ตามค่า S_2 ที่วิเคราะห์ได้นั้นมีค่าต่ำเกินไป แสดงให้เห็นว่าคีโรเจนได้แตกตัวกลายเป็นสารไฮโดรคาร์บอนจนใกล้จะหมดแล้วซึ่งทำให้ขาดศักยภาพของการเป็นคีโรเจนที่ดี

S_3 แสดงถึง ผลิตภัณฑ์ของ CO_2 ในกระบวนการไพโรไลซิส เนื่องจากสารประกอบที่ประกอบด้วยออกซิเจนนั้นจะถูกย่อยสลายได้อย่างรวดเร็วไปเป็นสารไฮโดรคาร์บอน น้ำและโดยเฉพาะคาร์บอนมอนอกไซด์และคาร์บอนไดออกไซด์ในระหว่างกระบวนการไพโรไลซิส (Bordenave et al., 1993) ตัวอย่างหินของภาคตัดบ้านหนองไทรที่ถูกนำมาวิเคราะห์พบว่า มีค่า S_3 อยู่ในช่วงระหว่าง 0.21

ถึง 0.90 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน โดยมีค่าเฉลี่ย 0.51 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน ส่วนภาคตัดตาดใหญ่มีค่า S_3 อยู่ในช่วงระหว่าง 0.21 ถึง 0.36 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน และมีค่าเฉลี่ย 0.28 มิลลิกรัมต่อกรัมหิน

T_{max} หมายถึง อุณหภูมิของช่วงที่มีอัตราการปลดปล่อยสารไฮโดรคาร์บอนสูงสุด (S_2 Peak) จากกระบวนการการแตกตัวของคีโรเจน โดยภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นแสดงค่า T_{max} ที่อยู่ในช่วงระหว่าง 443 ถึง 451 องศาเซลเซียส ในขณะที่ภาคตัดตาดใหญ่นั้นแสดงค่า T_{max} ที่มีค่าที่สูงกว่าค่าของภาคตัดบ้านหนองไทร โดยมีค่า T_{max} ที่มีอยู่ในช่วงระหว่าง 598 ถึง 605 องศาเซลเซียส และมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 602.6 องศาเซลเซียส ค่า T_{max} ที่ได้จากการวิเคราะห์นั้นพบว่ามีค่าที่สูงมาก เนื่องจากอาจจะมีการบอบอินทรีย์ที่เหลืออยู่น้อยทำให้ขาดศักยภาพได้

ตารางที่ 4.7 ผลการทดสอบ T_{max} S_1 S_2 และ S_3 โดยใช้เทคนิค Pyrolysis Rock-Eval ของพื้นที่ภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู) และพื้นที่ภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง) ของหมวดหินห้วยหินลาด

ตัวอย่าง	ชั้นหิน	ภาคตัดบ้านหนองไทร				ภาคตัดตาดใหญ่					
		T_{max} (°C)	Pyrolysis (mg/g rock)			ตัวอย่าง	ชั้นหิน	T_{max} (°C)	Pyrolysis (mg/g rock)		
			S_1	S_2	S_3				S_1	S_2	S_3
A5G	20	444	0.03	3.51	0.77	T34-1	31	604	0.01	0.14	0.28
A4G	18	443	0.04	7.12	0.53	T32-1	29	604	0.01	0.13	0.24
A3G	16	443	0.04	2.65	0.57	T28-1	25	602	0.01	0.14	0.28
A2G	14	447	0.18	7.94	0.30	T26-2	23	605	0.01	0.12	0.36
16G	10	445	0.16	0.26	0.21	T24-2	21	602	0.01	0.11	0.21
13G	7	444	0.03	0.33	0.44	T20-1	17	601	0.01	0.12	0.26
11G	5	447	0.05	7.26	0.36	T18-1	15	603	0.02	0.15	0.34
10G	4	451	0.13	14.34	0.23	T14-2	11	605	0.03	0.17	0.26
6G	3A	448	0.12	23.91	0.74	T10-1	7	604	0.01	0.18	0.36
5G	2	445	0.03	3.63	0.90	T7-1	5	598	0.01	0.16	0.22

4.2.2.2 การวิเคราะห์คุณสมบัติของหินกักเก็บปิโตรเลียม

คุณภาพของหินกักเก็บปิโตรเลียมที่จะเป็นแหล่งจัดเก็บและรักษาไฮโดรคาร์บอนที่ถูกสร้างขึ้นจะถูกวิเคราะห์ตามคุณสมบัติทางกายภาพของชั้นหินนั้น ๆ เช่น ชนิดหิน องค์ประกอบของแร่ ช่องว่างและความพรุนซึ่งเป็นตัวแปรที่สำคัญในการแปรผลถึงสภาพความสมบูรณ์และความพร้อมของหินกักเก็บปิโตรเลียม

4.2.2.2.1 การวิเคราะห์แร่ประกอบหินโดยใช้หลักการ XRD

ในการศึกษาครั้งนี้ตัวอย่างหินที่ได้จากหินโพลซึ่งประกอบไปด้วยหินโคลนเนื้อละเอียด หินดินดานและหินปูนเนื้อโคลน ของภาคตัดที่ทำการศึกษาได้ถูกนำมาวิเคราะห์แร่ประกอบหินโดยใช้เทคนิคการวิเคราะห์การเลี้ยวเบนของรังสีเอกซ์ (X-ray diffraction, XRD) และการทดสอบ TOC ทั้งเชิงปริมาณและเชิงคุณภาพ ตัวอย่างหินที่เตรียมไว้จะถูกนำมาวิเคราะห์แร่ควอทซ์ เฟลด์สปาร์ แคลไซต์ โดโลไมต์ ซีโอไลท์ ฮีมาไทท์ และแร่ดินเหนียว (สเมคไทท์ คลอไรท์ อิลไลต์และมอนท์มอริลโลไนท์) ผลการวิเคราะห์พบว่าหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทรพบแร่ดินเหนียวและแคลไซต์เป็นแร่ที่เด่นชัดที่แสดงในชั้นหินในเชิงปริมาณ ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.8 ซึ่งปริมาณแร่ดินเหนียวและแคลไซต์ที่วิเคราะห์ได้คิดเป็น 20-65 wt.% (เฉลี่ย 42.61 wt.%) และ 13-43 wt.% (เฉลี่ย 27.91 wt.%) ตามลำดับ โดยทั่วไปการเพิ่มขึ้นของเปอร์เซ็นต์โดยน้ำหนักของแร่ดินเหนียวเมื่อมีสถานะใต้ที่สูงขึ้นนั้นมักจะทำให้เปอร์เซ็นต์ของแร่โพแทสเซียมเฟลสปาร์ลดลง (Fishman et al., (2012) โดยใน 100 wt.% ของแร่ดินเหนียว นั้นพบว่าประกอบด้วยแร่คลอไรท์และแร่อิลไลต์มีสัดส่วนมากที่สุดโดยเฉลี่ย 83.91 wt.% และ 12.39 wt.% ตามลำดับ และมีแร่อื่น ๆ รวมอยู่ด้วยเล็กน้อย เช่น เฟลด์สปาร์ ควอทซ์ โดโลไมต์และซีโอไลท์ซึ่งมีค่าลดลงตามลำดับ แร่เฟลด์สปาร์และควอตซ์มีค่าตั้งแต่ 6-27 wt.% (เฉลี่ย 13.13%) และ 3-18 wt.% (เฉลี่ย 8.96 wt.%) ตามลำดับ แร่โดโลไมต์มีค่าเฉลี่ย 5.52 wt.% และซีโอไลท์มีปริมาณต่ำที่สุด

ตารางที่ 4.9 แสดงให้เห็นถึงผลของการวิเคราะห์แร่ประกอบหินของตัวอย่างหินของภาคตัดตาดใหญ่ซึ่งพบว่ามืองค์ประกอบของแร่ธาตุที่มีความซับซ้อนมากกว่า โดยแร่เฟลด์สปาร์มีสัดส่วนอยู่ระหว่าง 16-33 wt.% (เฉลี่ย 24.31 wt.%) แร่โดโลไมต์มีค่าอยู่ระหว่าง 16-34 wt.% (เฉลี่ย 28.47 wt.%) และแร่ดินเหนียวอยู่ในช่วงระหว่าง 16-34 wt.% (เฉลี่ย 23.59 wt.%) องค์ประกอบของแร่อื่น ๆ เช่น ควอทซ์ แคลไซต์และฮีมาไทด์ นั้นมีค่าลดลงตามลำดับเช่นกัน แร่ควอทซ์มีค่าอยู่ระหว่าง 5-24 wt.% (เฉลี่ย 12.94 wt.%) และแร่แคลไซต์มีค่าอยู่ระหว่าง 4-28 wt.% (เฉลี่ย 9.25 wt.%) ซึ่งแร่ควอทซ์และแคลไซต์นั้นมีค่าสูงในภาคตัดส่วนล่างของชั้นที่ 1-17 โดยมีค่าเฉลี่ย 19.9 wt.% และ 12.2 wt.% ตามลำดับ แต่ภาคตัดส่วนบนยังมีค่าค่อนข้างต่ำ แร่ฮีมาไทด์มีปริมาณเฉลี่ย 1.81 wt.% ผลการวิเคราะห์ฯ แสดงให้เห็นว่าไม่มีส่วนประกอบของแร่มอนท์มอริลโลไนท์และคลอไรท์ แต่กลับมีปริมาณแร่อิลไลต์ที่สูงมากตลอดทั้งภาคตัด

ตารางที่ 4.8 ผลการวิเคราะห์แร่ประกอบและแร่ดินเหนียว ของภาคตัดบ้านหนองไทรโดยวิธี XRD

ชั้นหิน	แร่ทั้งหมด						แร่ดินเหนียวทั้งหมด		
	Zeolite	Quartz	Feld	Cal	Dol	Clay	Smect	Chlorite	Illite
	เปอร์เซ็นต์โดยน้ำหนัก								
20	3	6	10	31	4	46	0	90	10
19	3	9	12	23	0	53	75	10	15
18	0	6	10	30	5	49	0	90	10
17	2	6	8	29	2	53	0	90	10
16	3	10	21	34	5	27	0	90	10
15	2	3	8	20	2	65	0	90	10
14	3	7	20	21	5	44	0	80	20
13	2	10	19	43	2	24	0	90	10
12	0	18	10	13	4	56	0	90	10
11	2	12	9	29	3	44	0	80	20
10	2	12	8	31	5	42	0	90	10
9	2	9	8	31	6	44	0	80	20
8	0	11	11	35	12	31	0	90	10
7	2	6	6	27	3	56	0	90	10
6	3	15	10	32	4	36	0	90	10
5	2	11	12	33	6	36	0	90	10
4	2	13	24	33	8	20	0	90	10
3D	2	7	8	28	4	51	0	90	10
3C	2	10	17	35	12	24	0	90	10
3B	2	8	15	21	7	47	10	80	10
3A	2	5	11	20	10	52	0	80	20
2	2	6	18	25	8	41	0	90	10
1	0	6	27	18	10	39	0	80	20

หมายเหตุ; Feld = เฟลด์สปาร์, Cal = แคลไซต์, Dol = โดโลไมต์, Smect = สเมคไทต์

ตารางที่ 4.9 ผลการวิเคราะห์แร่ประกอบและแร่ดินเหนียว ของภาคตัดตาดใหญ่โดยวิธี XRD

ชั้นหิน	แร่ทั้งหมด						แร่ดินเหนียวทั้งหมด		
	Quartz	Feld	Cal	Dol	Hem	Clay	Mont	Chlorite	Illite
	เปอร์เซ็นต์โดยน้ำหนัก								
32	5	24	6	33	2	30	0	0	100
31	5	28	4	32	2	29	0	0	100
30	5	26	7	32	2	28	0	0	100
29	7	28	5	34	2	24	0	0	100
28	5	28	5	29	2	31	0	0	100
27	15	28	4	32	2	19	0	0	100
26	5	32	5	30	2	26	0	0	100
25	5	26	5	28	2	34	0	0	100
24	5	32	5	28	2	28	0	0	100
23	5	32	4	30	2	27	0	0	100
22	5	32	6	29	2	26	0	0	100
21	5	33	8	28	2	24	0	0	100
20	5	30	8	32	2	23	0	0	100
19	5	32	5	32	2	24	0	0	100
18	5	32	4	32	2	25	0	0	100
17	16	23	10	24	2	25	0	0	100
16	16	22	10	28	2	22	0	0	100
15	16	23	7	30	2	22	0	0	100
14	18	18	13	26	2	23	0	0	100
13	20	17	9	24	2	28	0	0	100
12	22	22	9	23	2	22	0	0	100
11-2	19	18	10	32	2	19	0	0	100
11-1	18	20	10	28	2	22	0	0	100
10	20	19	16	27	2	16	0	0	100
9	21	18	12	32	0	17	0	0	100
8	22	16	14	26	2	20	0	0	100
7	22	18	8	34	0	18	0	0	100
5	24	18	11	26	2	19	0	0	100
3	22	18	16	24	2	18	0	0	100
1	22	16	28	16	2	16	0	0	100

หมายเหตุ; Feld = เฟลด์สปาร์, Hem = ฮีมาไทต์, Cal = แคลไซต์, Dol = โดโลไมต์, Mont = มอนท์มอริลโลไนท์

4.2.2.2 การตรวจด้วยเครื่องเอกซเรย์คอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก (Micro-CT)

การสแกนและถ่ายภาพรังสีเอกซ์ด้วยคอมพิวเตอร์ขนาดเล็ก (Micro-CT) เป็นเครื่องมือที่มีประโยชน์มากสำหรับการตรวจสอบคุณสมบัติของหิน โดยเฉพาะค่าความพรุน (Porosity) ของหิน การตรวจสอบนั้นทำได้โดยการเตรียมตัวอย่างหินให้เป็นทรงกระบอกขนาดเล็ก (Core plug) โดยค่าความแตกต่างระหว่างปริมาณของรังสีเอ็กซ์ที่ส่องผ่านของแข็งตัวอย่างนั้นจะสัมพันธ์กับช่องว่างที่มีอยู่ (Blissett et al., 2007) ซึ่งจะมีการบันทึกการเปลี่ยนแปลงนี้ในเชิงพื้นที่เอาไว้โดยมีการบันทึกเป็นโครงสร้างสามมิติเพื่อที่จะได้ใช้วิเคราะห์การกระจายตัวของช่องว่าง (Blissett et al., 2007) การบันทึกข้อมูลในลักษณะนี้จะช่วยในการแก้ปัญหาและคำนวณปริมาตรทั้งหมดรวมความพรุนของแต่ละตัวอย่างได้ จากนั้นรวบรวมข้อมูลความพรุนทั้งหมดเข้าด้วยกัน นอกจากนี้ยังสามารถวัดศักยภาพกำลังการผลิตก๊าซสูงสุดได้โดยพิจารณาจากความพรุนหรือช่องว่างภายในตัวอย่างทดสอบ ซึ่งสามารถใช้ในการกำหนดความเป็นไปได้ในการผลิตก๊าซในเชิงพาณิชย์ของแหล่งก๊าซจากชั้นหินดินดาน (Ross and Bustin 2007; Chen et al., 2011)

ตัวอย่างหินจำนวน 2 ตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร (7G และ A2G) และอีก 2 ตัวอย่างของภาคตัดตาดใหญ่ (T8-1 และ T35-2) ซึ่งได้ถูกเลือกมาจากบริเวณด้านล่างและด้านบนของแต่ละภาคตัดเพื่อถูกใช้เป็นตัวแทนของทั้งภาคตัดได้ถูกนำมาถูกสแกนแยกที่ละชั้นเรียกว่า Region of interest (ROI) ผลการวิเคราะห์ฯ ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.10

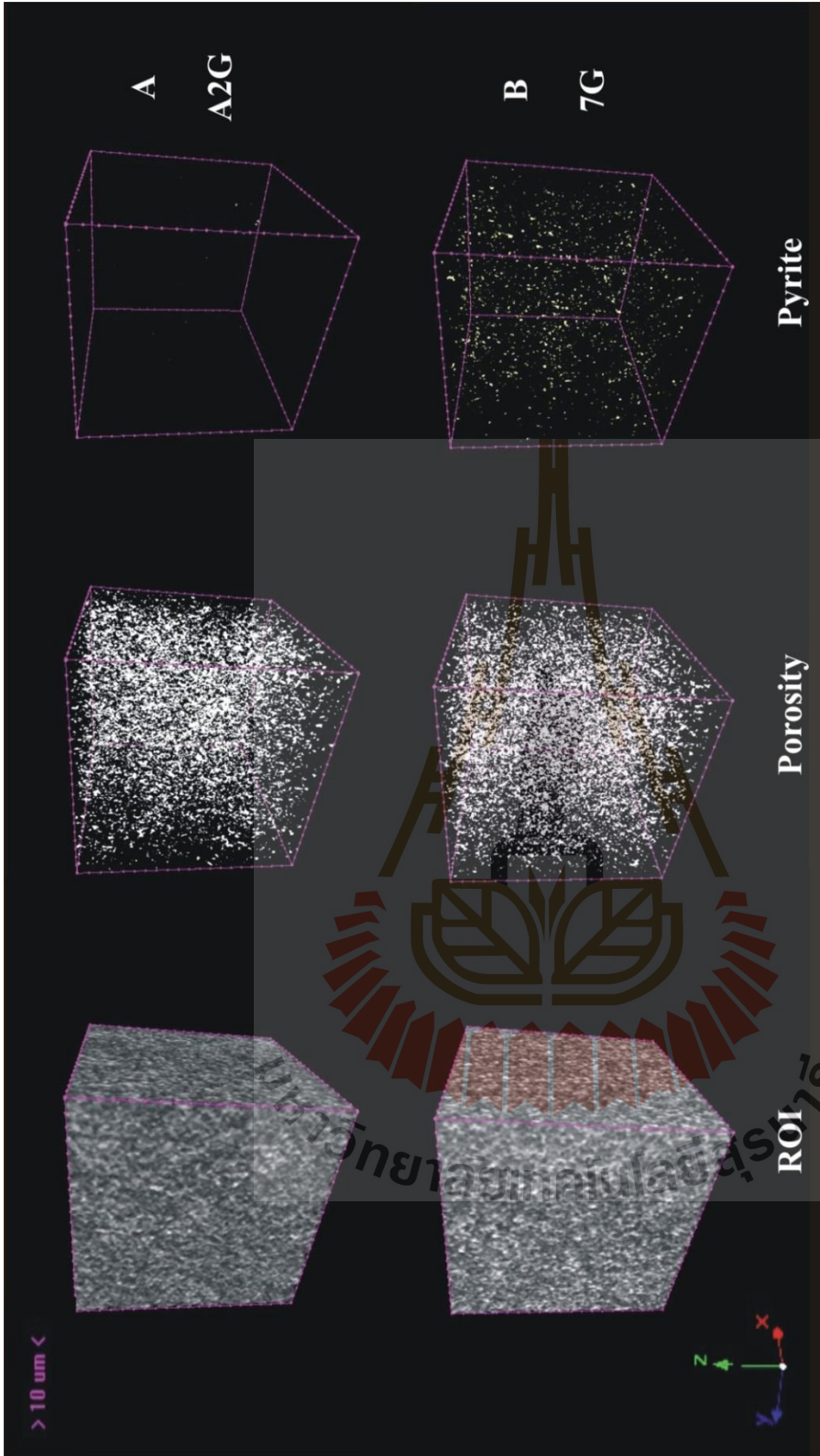
ผลการวิเคราะห์พบว่าตัวอย่าง 7G และ A2G ของภาคตัดบ้านหนองไทรที่นำมาทำการวิเคราะห์มีค่าของปริมาตรทั้งหมด (Volume of interest, VOI) เท่ากับ $8,030,055 \mu\text{m}^3$ และ $8,166,899 \mu\text{m}^3$ ตามลำดับ และมีค่าปริมาตรที่ไม่รวมความพรุนเท่ากับ $7,494,882 \mu\text{m}^3$ และ $7,599,901 \mu\text{m}^3$ ซึ่งคิดเป็น 93.33% และ 93.06% ของปริมาตรทั้งหมดตามลำดับ การวิเคราะห์ความพรุนได้จำแนกชนิดของความพรุนออกเป็นความพรุนแบบเปิด (Open porosity) และแบบปิด (Close porosity) ค่าความพรุนแบบปิดของตัวอย่าง 7G วัดได้จำนวน 31,565 ช่อง โดยมีปริมาตรของช่องว่างเท่ากับ $432,449 \mu\text{m}^3$ คิดเป็นค่าความพรุน (Porosity) เท่ากับ 5.46% ช่องว่างแบบเปิดสามารถวัดได้เท่ากับ $102,723 \mu\text{m}^3$ และมีค่าความพรุนเท่ากับ 1.28% ตัวอย่างของ A2G มีช่องว่างแบบปิดจำนวน 29,899 ช่อง โดยมีปริมาตรของช่องว่างเท่ากับ $429,830 \mu\text{m}^3$ และมีความพรุนเท่ากับ 5.35% ในขณะที่ช่องว่างแบบเปิดที่วัดได้มีค่าเท่ากับ $137,167 \mu\text{m}^3$ และมีค่าความพรุนเท่ากับ 1.68% โดยช่องว่างแบบปิดและช่องว่างแบบเปิดของตัวอย่าง 7G และ A2G ถูกนำมาคำนวณเป็นค่าความพรุนทั้งหมด (Total porosity) ได้เท่ากับ 6.66% และ 6.94% ตามลำดับ (ตารางที่ 4.10 และรูปที่ 4.40)

สำหรับตัวอย่าง T8-1 และ T35-2 ของภาคตัดตาดใหญ่ประกอบด้วยปริมาตรทั้งหมดเท่ากับ $8,057,276 \mu\text{m}^3$ และ $8,111,995 \mu\text{m}^3$ มีปริมาตรของวัตถุเท่ากับ $7,361,435 \mu\text{m}^3$ และ $6,923,414 \mu\text{m}^3$ คิดเป็น 91.36% และ 85.35% ตามลำดับ ตัวอย่าง T8-1 มีปริมาตรของช่องว่างปิดจำนวน

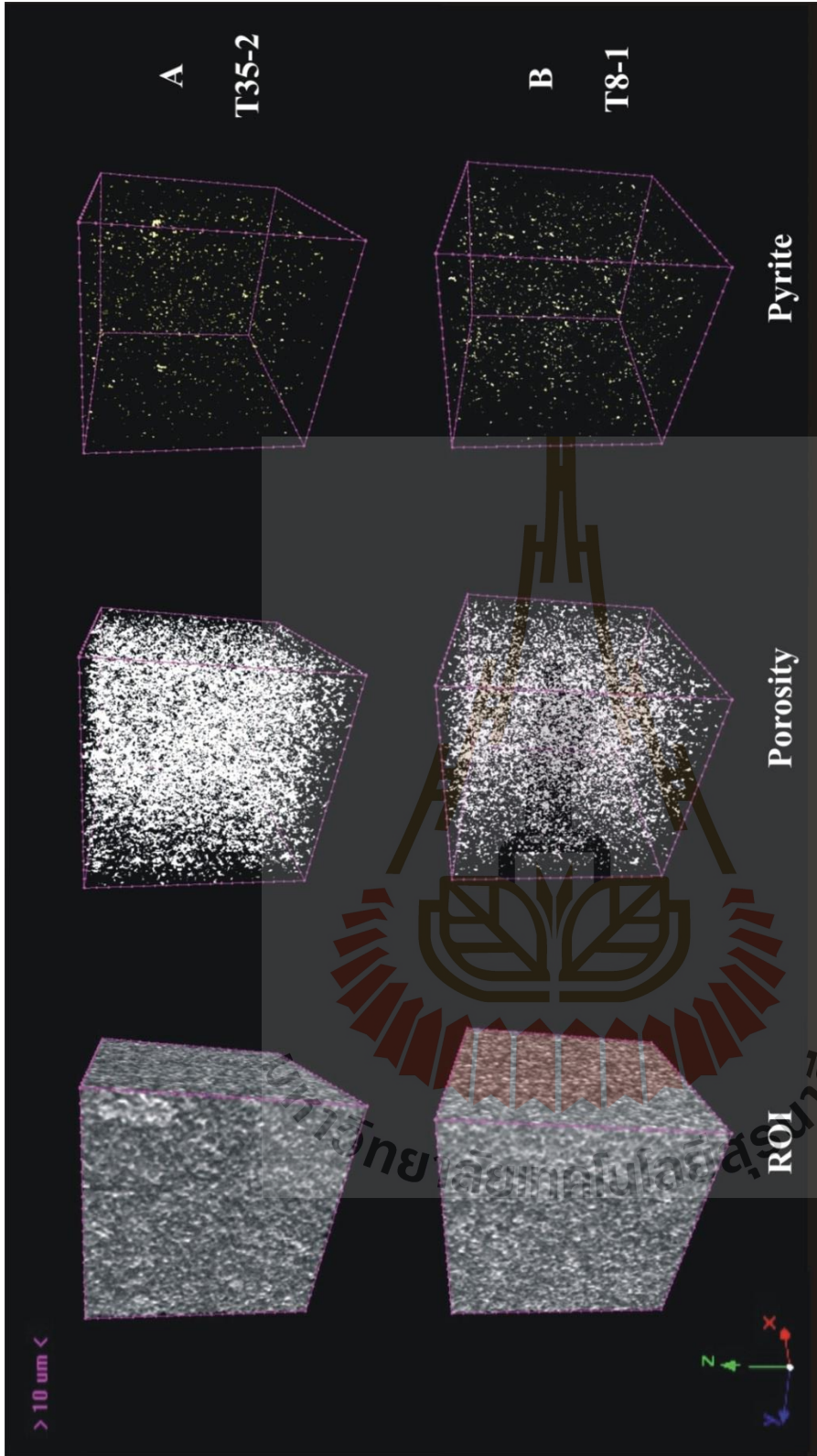
32,780 ช่อง โดยปริมาตรของช่องว่างแบบปิดมีค่าเท่ากับ $531,504 \mu\text{m}^3$ และมีค่าความพรุนปิดเท่ากับ 6.73% และปริมาตรของช่องว่างเปิดมีค่าเท่ากับ $164,317 \mu\text{m}^3$ และมีค่าความพรุนเท่ากับ 2.04% ตัวอย่างของ T35-2 มีปริมาณของช่องว่างแบบปิดมีเท่ากับ 16,948 ช่อง ปริมาตรของช่องว่างแบบปิดมีค่าเท่ากับ $164,429.78 \mu\text{m}^3$ และมีค่าความพรุนเท่ากับ 2.32% ในขณะที่ปริมาตรช่องว่างแบบเปิดมีค่าเท่ากับ $1,024,151.29 \mu\text{m}^3$ และมีค่าความพรุนเท่ากับ 12.63% ผลการศึกษาความพรุนที่รวมทั้งช่องว่างแบบเปิดและแบบปิด (Total porosity) มีค่าเท่ากับ 8.64% และ 14.65% สำหรับตัวอย่าง T8-1 และ T35-2 ตามลำดับ (ตารางที่ 4.10 และรูปที่ 4.41) ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าค่าความพรุนที่เกิดจากตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 6.8 % และ 11.64 % ตามลำดับ

ตารางที่ 4.10 ค่าความพรุนประเภทต่าง ๆ ของตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่ของหมวดหินห้วยหินลาดโดยการวิเคราะห์ด้วย Micro-CT

รายละเอียด	ภาคตัดบ้านหนองไทร		ภาคตัดตาดใหญ่		Unit
	7G	A2G	T8-1	T35-2	
Total VOI volume	8,030,055	8,166,899	8,057,276	8,111,995	μm^3
Object volume	7,494,882	7,599,901	7,361,453	6,923,414	μm^3
Object volume	93.33	93.06	91.36	85.35	%
Total VOI surface	240,125	242,848	240,668	241,757	μm^2
Object surface	1,462,854	1,525,782	1,778,589	2,444,307	μm^2
Number of closed pores	31,565	29,899	32,780	16,948	
Volume of closed pores	432,449	429,830	531,504	164,429	μm^3
Surface of closed pores	1,037,469	1,029,892	1,233,950	411,793	μm^2
Closed porosity	5.46	5.35	6.73	2.32	%
Volume of open pore space	102,723	137,167	164,317	1,024,151	μm^3
Open porosity	1.28	1.68	2.04	12.63	%
Total volume of pore space	535,173	566,997	695,822	1,188,581	μm^3
Total porosity	6.66	6.94	8.64	14.65	%
Connectivity	2,326	2,775	3,537	11,866	
Connectivity density	0.00029	0.00034	0.00044	0.00146	μm^3



รูปที่ 4.40 ภาพจากการสแกนตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทร หมดหินห้วยหินลาด แอ่งซับพลู ด้วยเครื่อง Micro-CT แสดงการกระจายตัวของความพรุนและแร่ไพไรต์ในเนื้อหินตัวอย่าง



รูปที่ 4.41 ภาพจากการสแกนตัวอย่างหินจากภาคตัดตาดใหญ่ หมดหินห้วยหินลาด แอ่งนาพอสอง ด้วยเครื่อง Micro-CT แสดงการกระจายตัวของความพรุนและแร่ไพไรต์ในเนื้อหินตัวอย่าง

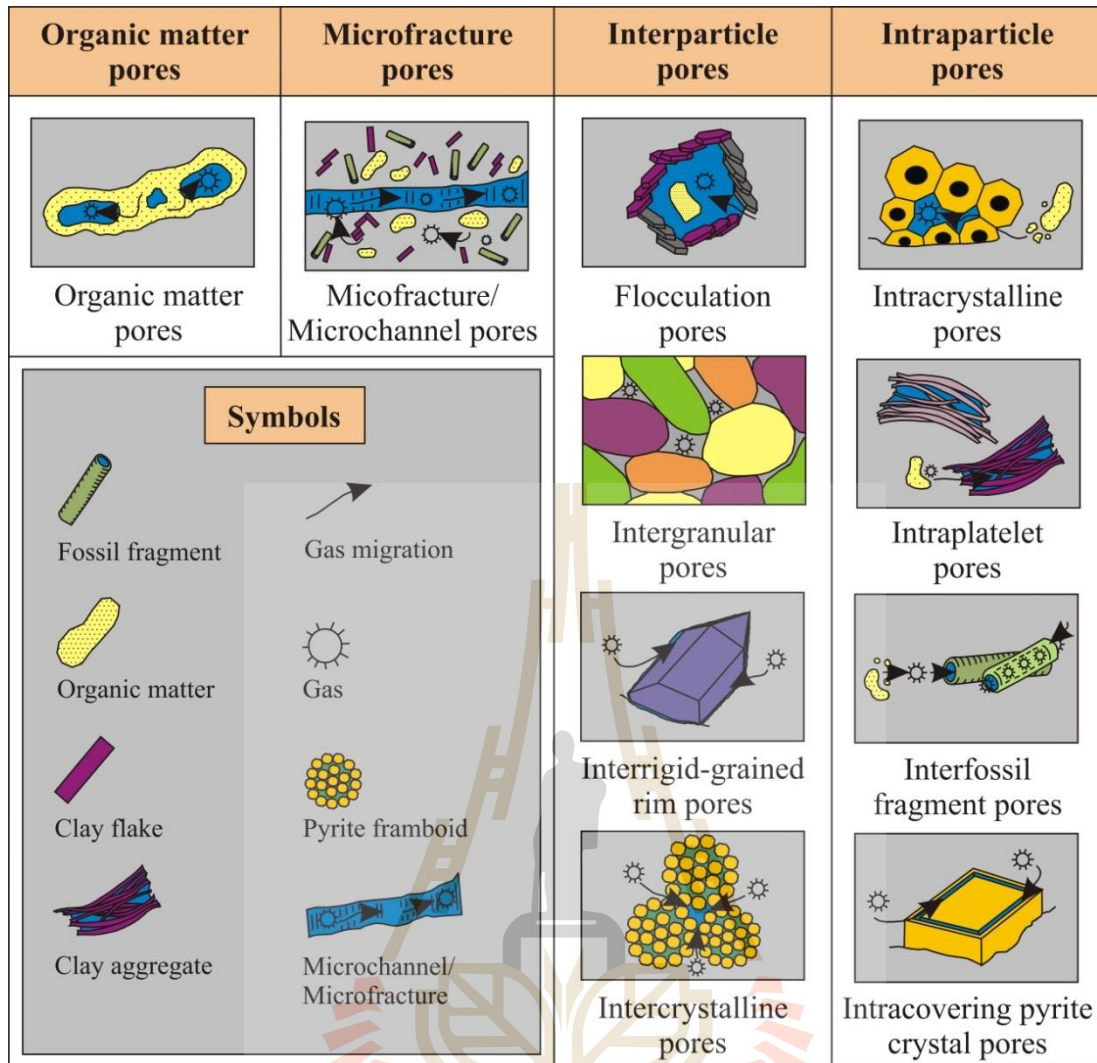
4.2.2.2.3 การวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (SEM)

Tian et al. (2011) อธิบายว่าขนาดของช่องว่างภายในเนื้อหินจะมีขนาดใหญ่มากขึ้นพร้อม ๆ กับการเปลี่ยนแปลงรูปร่างไปด้วยในขณะที่เกิดสภาวะได้ที่โดยความร้อน (Thermal maturation) และคีโรเจนก็จะถูกเปลี่ยนไปเป็นสารประกอบไฮโดรคาร์บอนซึ่งสามารถศึกษาได้จากผลที่ดูแสดงเป็นภาพโดยใช้การสแกนด้วยคลื่นอิเล็กตรอนแบบส่องกราด (Loucks et al., 2009) ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ของภาคตัดบ้านหนองไทรมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 4.86% และของภาคตัดตาดใหญ่มีค่า TOC เฉลี่ยเท่ากับ 7.026% และค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (R_o) ของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีค่าเท่ากับ 0.91 และ 1.74% ซึ่งแสดงให้เห็นถึงสภาวะได้ที่และสภาวะได้ที่ขั้นสูงตามลำดับ

เทคนิคการวิเคราะห์ด้วยกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (SEM) สามารถใช้ในการดูช่องว่างที่เกิดขึ้นในชั้นหินแต่ไม่สามารถหาปริมาณความพรุนได้เนื่องจากไม่ได้มีการวัดความพรุนโดยตรง อย่างไรก็ตามขั้นตอนนี้เป็นขั้นตอนที่จำเป็นในการทำความเข้าใจถึงความพรุนในชั้นหินโดยสามารถใช้ระบุประเภทของช่องว่าง (Pore type) ของตัวอย่างในรูปของ สภาวะได้ที่โดยความร้อน ชนิดของช่องว่างเป็นเกณฑ์ที่ใช้ในการแยกความแตกต่างของช่องว่างต่าง ๆ ซึ่งเกิดขึ้นตามธรรมชาติ ช่องว่างดังกล่าวซึ่งเกิดอยู่ในหินนั้นจะมีผลต่อความสามารถในการผลิต จัดเก็บและส่งผ่านสารไฮโดรคาร์บอน ซึ่งเป็นคุณสมบัติพื้นฐานของแหล่งปิโตรเลียมที่มีหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและหินกักเก็บปิโตรเลียมเป็นชนิดเดียวกัน เช่น ก๊าซธรรมชาติในหินดินดาน เป็นต้น

4.2.2.2.3.1 การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็ก

การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็ก (Micro pore) ในการศึกษาครั้งนี้ได้ดำเนินการศึกษาโดยใช้กล้องจุลทรรศน์ เพื่อใช้จำแนกช่องว่างที่ค้นพบออกเป็นประเภทต่างๆ ผลจากการศึกษาพบว่าช่องว่างของภาคตัดบ้านหนองไทรและตาดใหญ่สามารถจำแนกได้เป็น 11 และ 9 ประเภทตามลำดับ โดยรายละเอียดของช่องว่างแต่ละประเภททั้งหมดที่ใช้เป็นเกณฑ์ในการจำแนกช่องว่างที่พบดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.42 และมีรายละเอียดดังนี้



รูปที่ 4.42 ประเภทของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ใช้เป็นเกณฑ์ในการจำแนกช่องว่างที่พบในตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทร (แอ่งซับพลู) และภาคตัดตาดใหญ่ (แอ่งนาพอสอง) (ดัดแปลงจาก Slat and O'Brien, 2011; Loucks et al., 2012)

4.2.2.2.3.2 การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็กของภาคตัดบ้านหนองไทร

เนื่องจากหินในบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู นั้นถูกจัดให้อยู่ในหมวดหินห้วยหินลาด โดยหินในหมวดหินห้วยหินลาดนั้นส่วนใหญ่จะประกอบด้วยหินเนื้อละเอียดของหินดินดานฟูกรด หินโคลนฟูกรด หินมาร์ล หินปูนเนื้อโคลน ช่องว่างที่ตรวจพบในหินตัวอย่างจากภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นมีหลายชนิดและขนาด ผลการศึกษาสามารถจำแนกชนิดของช่องว่างขนาดเล็กที่พบในตัวอย่างหินฯ ได้ดังนี้

1) Organic matter pores

ช่องว่างนี้จะเกิดอยู่ในอินทรีย์วัตถุซึ่งโดยทั่วไปจะอยู่แยกกัน โดยมีรูปร่างและขนาดที่แตกต่างกัน เช่น มนถึงรี รูปลิ่มเหลี่ยมผืนผ้าและยาว (รูปที่ 4.43A-B) ซึ่งโดยปกติจะมีขนาดไม่กี่ไมครอนไปจนถึงขนาดน้อยกว่า 1 ไมครอน (เหมาะที่จะเรียกว่าช่องว่างขนาดนาโน (Nanopores)) ช่องว่างที่มีลักษณะยาวดังกล่าวจะเชื่อมต่อกันจนอาจมีความยาวประมาณ 1.5-2.5 μm ช่องว่างมักจะวางตัวกึ่งขนานไปจนถึงขนานกันและมีขนาดเล็กมากเพียงไม่กี่ไมครอน แต่ช่องว่างชนิดนี้มีความเกี่ยวข้องกับคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด โดยถ้ามีคาร์บอนอินทรีย์วัตถุเยอะก็จะมีช่องว่างชนิดนี้เยอะเช่นกัน

2) Interparticle pores

2.1) Flocculation pores

ช่องว่างนี้โดยทั่วไปจะเป็นช่องว่างแบบเปิดและเป็นช่องว่างที่เกิดจากการวางตัวของแผ่นผลึกของแร่ดินเหนียวทำให้เกิดเป็นโครงสร้างแบบการ์ดเฮาส์ (Cardhouse structure) เพียงแต่มีรูปร่างที่ไม่สมบูรณ์ ช่องว่างมีขนาดประมาณ 50-90 นาโนเมตรและยาวได้ถึง 2 ไมโครเมตร (รูปที่ 4.43C)

2.2) Intergranular pores

ช่องว่างนี้เกิดจากกระบวนการละลายหรือกระบวนการ ไดอะเจเนซิสหรือกระบวนการเปลี่ยนแปลงหลังจากมีการสะสมตัวแล้ว โดยรูปที่เกิดจากการใช้ SEM แสดงให้เห็นว่าช่องว่างมีรูปร่างแบบมนถึงรี ยาว หรือแบบลูกบาศก์ (ตามขนาดและลักษณะของแร่) มีขนาดตั้งแต่ 10-160 นาโนเมตร (รูปที่ 4.43D และ 4.44F) และมีอีกกลุ่มที่มีขนาดอยู่ในช่วง 0.25 ถึง 1.0 ไมโครเมตร ทั้งในส่วนของความกว้างและความยาวของช่องว่าง

2.3) Interrigid-grained rim pores

ช่องว่างชนิดนี้ส่วนใหญ่มีความกว้างและความยาวประมาณ 570 นาโนเมตร ซึ่งขึ้นอยู่กับขนาดของแร่ไพไรต์ที่มีรูปลิ่มแบบรูปบาศก์ (รูปที่ 4.43E) และนอกจากนี้ลักษณะของช่องว่างนี้อาจปรากฏอยู่ระหว่างขอบของเมทริกซ์ของหินกับแร่ควอตซ์ได้เช่นกัน (รูปที่ 4.43F)

2.4) Intercrystalline pores

ช่องว่างชนิดนี้จะมีรูปร่างที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับประเภทและขนาดของแร่ จากภาพที่ได้จากการศึกษาพบว่าช่องว่างนี้มีหลากหลายรูปร่างและมีขนาดเล็กที่สุด นอกจากนี้ยังมีรูปร่างมนถึงรูปหลายเหลี่ยมและค่อนข้างยาว (รูปที่ 4.44A) มีขนาดความกว้างตั้งแต่ 20-250 นาโนเมตร และความยาวเฉลี่ยประมาณ 1.5 มิลลิเมตร ซึ่งโดยทั่วไปจะพบในลักษณะที่คล้ายคลึงกันทั้งหมด

3) Intraparticle pores

3.1) Intracrystalline pores

เป็นช่องว่างที่เกิดระหว่างผลึกของไพไรต์ที่เกิดเป็นกลุ่ม (Framboidal pyrite) หรือเป็นช่องว่างที่เกิดระหว่างรูปผลึกเล็ก ๆ (Microcrystals) ของไพไรต์ที่เกิดแบบทุติยภูมิและแสดงการกระจายตัวอยู่ทั่วไปในเนื้อหินดินดาน (Slatt และ O'Brien, 2011) ลักษณะทั้งสองแบบของกลุ่มรูปผลึกไพไรต์ (Framboidal pyrite) ดังแสดงในรูปที่ 4.44B จะสังเกตได้ว่าเป็น Micro-pellet pyrite และ Pyrite framboids โดย Micro-pellet pyrite จะทำให้เกิดช่องว่างภายในที่มีขนาดประมาณ 20-100 นาโนเมตร และถ้าเกิดใน Pyrite framboids จะมีขนาดไม่กี่ไมครอนจนถึง 1.4 ไมครอน ดังนั้นขนาดช่องว่างเหล่านี้จะมีขนาดแตกต่างกันและมีขนาดเฉลี่ยประมาณ 1.4 ไมครอน และมีความเชื่อมต่อกันเป็นส่วนใหญ่ซึ่งคาดว่าจะมีลักษณะเป็นโครงข่าย

3.2) Intraplatelet pores

ช่องว่างเหล่านี้จะเกิดอยู่ระหว่างแผ่นของแร่ดินเหนียวที่มีการเปลี่ยนแปลงแบบทุติยภูมิ โดยมีขนาดตั้งแต่ 2.2-10 ไมครอน และแสดงความยาวของช่องว่างตามแนวเส้นโค้งระหว่างแผ่นของแร่ดินเหนียว (รูปที่ 4.44C-D) นอกจากนี้แร่ดินเหนียวยังมีลักษณะเป็น แผ่นแท่งและเส้นคล้ายเส้นไหม โดยทั่วไปแล้วช่องว่างจะมีความยาวไม่เกิน 1 ไมครอน โดยผลการวิเคราะห์แร่ประกอบด้วยหลักการ XRD ในการศึกษาครั้งนี้พบว่ามีส่วนของแร่ดินเหนียวที่สูงมาก ซึ่งมีค่าประมาณ 20-65% (โดยเฉลี่ย 42.61%) ซึ่งแร่คลอไรต์และแร่อิลไลต์ที่พบมากนี้จะเป็นตัวควบคุมรูปแบบของช่องว่างที่เกิดในกลุ่มนี้

3.3) Intrafossil fragment pores

ช่องว่างชนิดนี้จะเกิดขึ้นได้ทั้งระหว่างส่วนนอกสุดของซากบรรพชีวินที่มีขนาดประมาณ 1.5 ไมครอน (รูปที่ 4.44E) และภายในของซากบรรพชีวินก็จะมีช่องว่างเกิดขึ้นด้วยเช่นกันจากกระบวนการเปลี่ยนแปลงสภาพแบบทุติยภูมิ (Slatt และ O'Brien, 2011) ช่องว่างแบบนี้จะแสดงขนาดความยาวของช่องว่างตั้งแต่ไม่กี่ไมครอนจนยาวตลอดทั้งตัวซากบรรพชีวิน และถ้าในชั้นหินมีซากบรรพชีวินมากก็จะมีช่องว่างชนิดนี้อยู่มากด้วยเช่นกัน

3.4) Intracovering pyrite crystal/grain pores

ช่องว่างชนิดนี้จะเกิดขึ้นได้ทั้งระหว่างผลึกและภายในของผลึกไพไรต์ ซึ่งเป็นช่องว่างดั้งเดิมที่เกิดแบบปฐมภูมิ โดยมีความกว้างประมาณ 300-400 นาโนเมตร และความยาว 2-2.5 ไมโครเมตร (รูปที่ 4.43E)

4) Microfracture และ microchannel-related pores

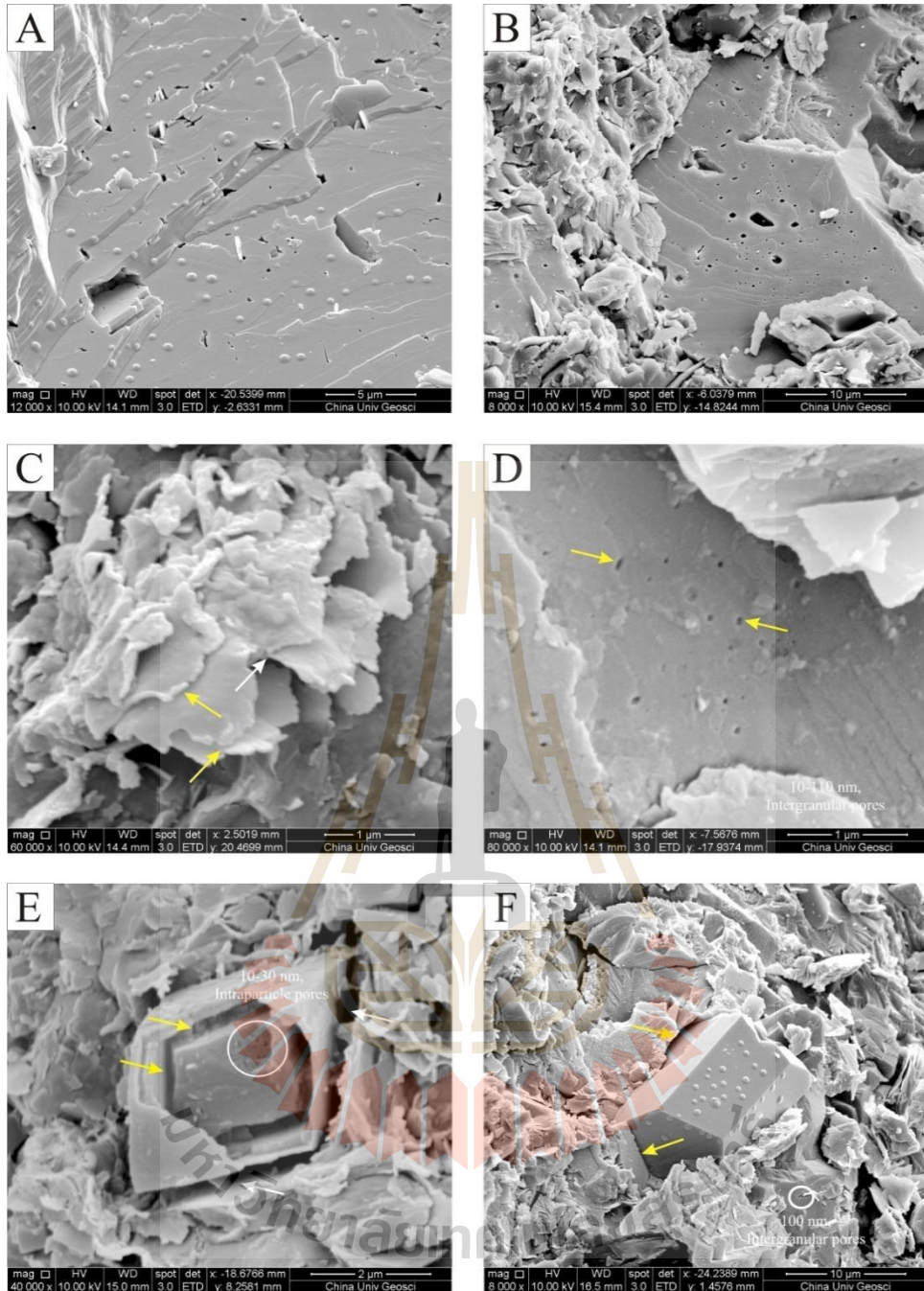
4.1) Microfracture-related pores

ช่องว่างชนิดนี้พบว่ามีควมกว้างประมาณ 220 นาโนเมตร และมีความยาวเป็นแถบยาวเนื่องจากผลจากปัจจัยของแรงภายนอก (รูปที่ 4.45A-B) และพบว่ามีแร่แคลไซต์พอกพูนภายในเนื่องจากหินที่พบภายในภาคตัดนี้มีส่วนประกอบของแร่กลุ่มคาร์บอเนตเป็นส่วนใหญ่ อย่างไรก็ตาม ลักษณะดังกล่าวเป็นส่วนสำคัญที่จะทำให้สารไฮโดรคาร์บอนสามารถเคลื่อนตัวไปยังแหล่งกักเก็บปิโตรเลียมที่มีศักยภาพอื่น ๆ ภายในแอ่งได้

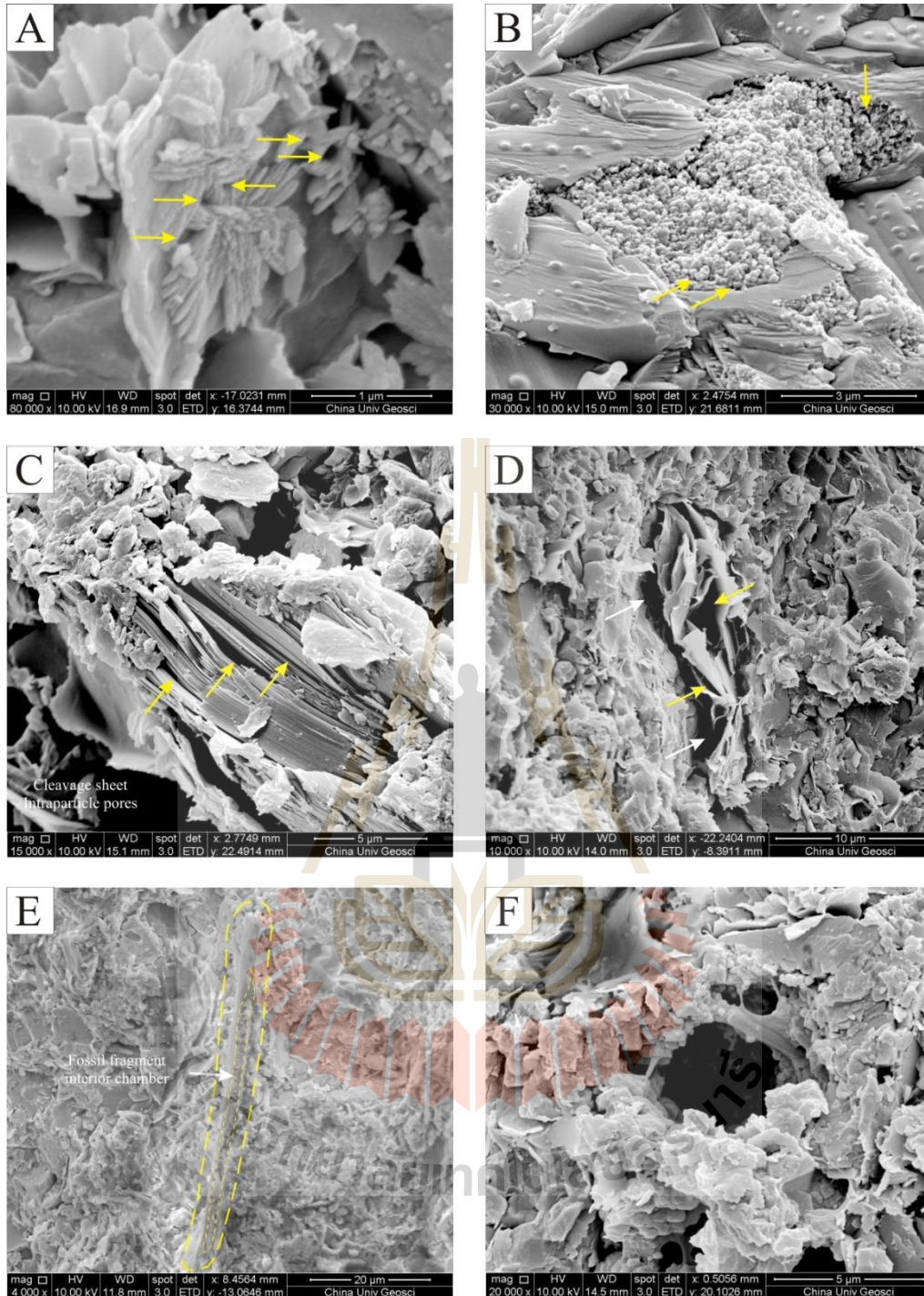
4.2) Microchannel-related pores

ช่องว่างชนิดนี้จะแคบและโดยทั่วไปจะมีความกว้างน้อยกว่า 200 นาโนเมตร จะเกิดระหว่างส่วนประกอบที่แตกต่างกันของเนื้อของหินเมื่อมีการทับถม (รูปที่ 4.45C-D) นอกจากนี้ยังพบ Microchannels (รูปที่ 4.45B) ซึ่งโดยทั่วไปจะแคบและซึ่งมีขนาดไม่เกิน 50 นาโนเมตร พบเป็นแนวแตกภายในหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทรจำนวน 3 แนว ในชั้นที่ 15 และ 17 และคาดว่าน่าจะมีการกระจายตัวทั่วไปทั้งชั้นหิน

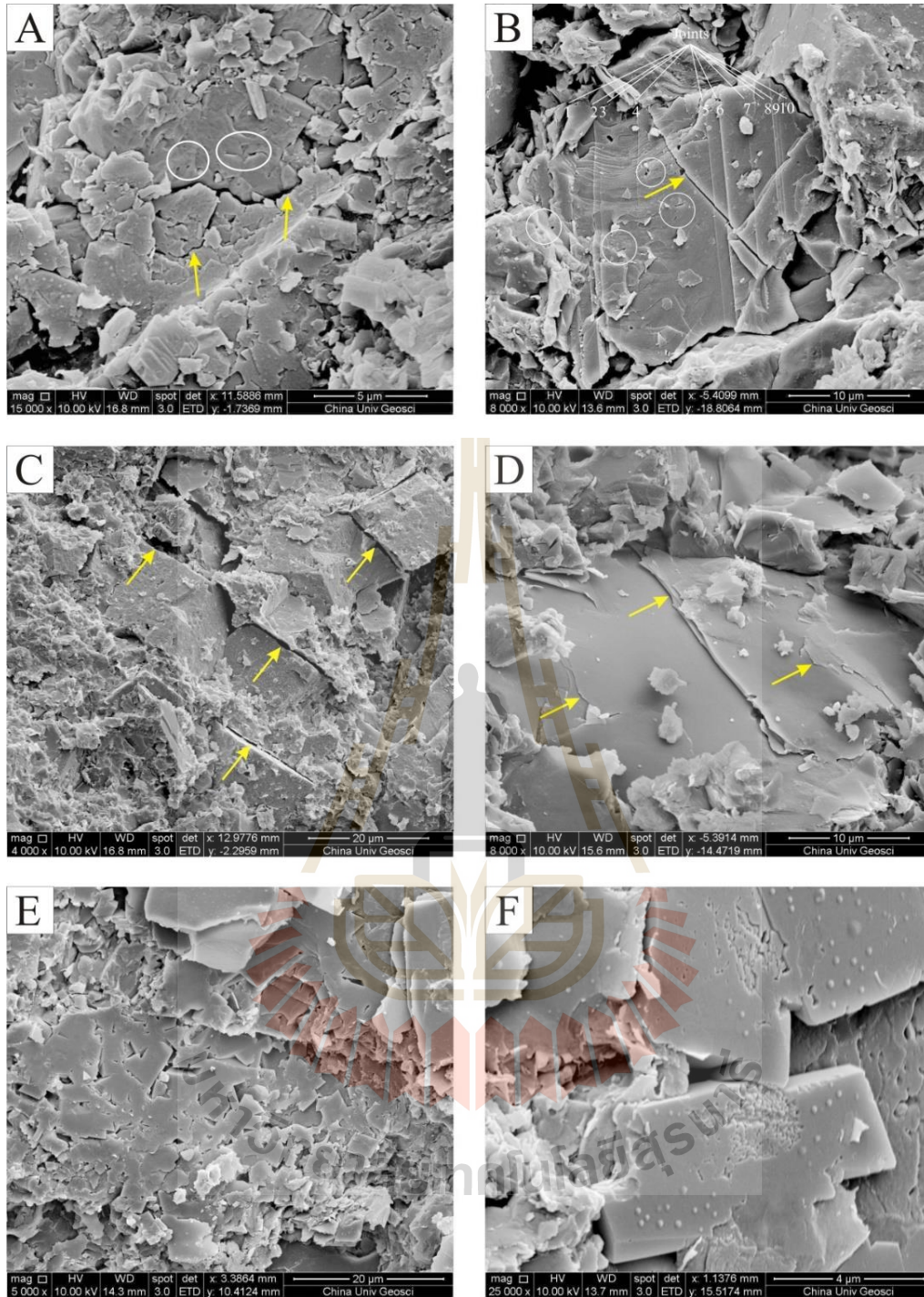




รูปที่ 4.43 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A, B) Organic matter pores (C) Typical flocculated clay microfabric, Random edge-face (ลูกศรสีเหลือง) และ Edge-edge (ลูกศรสีเหลือง) Clay flake orientations, (D) Intergranular pores, (E) Rigid individual pyrite crystal pores (ลูกศรสีขาว) และ Covering pyrite crystal pores (yellow arrows), (F) ช่องว่างที่เกิดตามขอบของแร่ควออร์ทซ์



รูปที่ 4.44 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A) Interparticle pores ระหว่างผลึกของแร่ minerals, (B) Intercrystalline pores, (C, D) รูปแบบต่าง ๆ ของ Intraplatelet pores อันเนื่องมาจากความหลากหลายของชนิดของแร่ดินเหนียว, (E) Fossil fragment pores, (F) Interparticle pores ที่เกิดร่วมกันหลายชนิด



รูปที่ 4.45 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A) Irregular microfractures (ลูกศรสีเหลือง) และช่องว่างที่เกิดข้างเคียง, (B) Microfracture related-pores (ลูกศรสีเหลือง) และแนวแตกขนาดเล็ก, (C) รอยแตกที่เกิดตามบริเวณที่มีความแตกต่างของแร่ประกอบหิน, (D) Interparticle platelets ที่มีเป็น Microchannel-related pores, (E) แร่คาร์บอนเนต, (F) แร่ฟอสฟอรัส

4.2.2.3.3 การวิเคราะห์ชนิดของช่องว่างขนาดเล็กของภาคตัดตัดใหญ่

ช่องว่างขนาดเล็กของตัวอย่างหินของภาคตัดตัดใหญ่ของแอ่งนาพอสอง ซึ่งส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยหินดินดานฟูกรด หินโคลนฟูกรดและหินปูนเนื้อโคลน ได้ถูกวัดขนาดและจำแนกประเภทตามเกณฑ์ดังรูป 4.42 โดยผลการวิเคราะห์สามารถสรุปได้ดังนี้

1) Organic matter pores

ช่องว่างชนิดนี้มีขนาดที่แตกต่างกันโดยตรวจพบได้ในเนื้อของอินทรีย์วัตถุ ช่องว่างนี้ถูกสร้างขึ้นโดยการละลายของสารอินทรีย์เมื่อถูกฝังอยู่ในระดับลึก (รูปที่ 4.46A) รูปแบบช่องว่างไม่ได้เชื่อมต่อกันและอาจมีรูปร่างเป็นรูวงรีและรูปสี่เหลี่ยม มีขนาดประมาณ 70-950 นาโนเมตร

2) Interparticle pores

2.1) Flocculation pores

ช่องว่างชนิดนี้เกิดโดยการซ้อนทับกันของแผ่นแร่ดินเหนียว เกิดเป็นโครงสร้างตาข่ายที่เชื่อมต่อกัน มีการเรียงตัวของอนุภาคแผ่นแร่ดินเหนียวแบบ Edge-face, Edge-edge, และ Face-face oriented ช่องว่างที่เกิดขึ้นนี้จะมีการเรียงตัวแบบขนานกัน (รูปที่ 4.46B-C) ช่องว่างชนิดนี้จะมีขนาดความกว้างประมาณ 1 ไมครอนและยาวประมาณ 5 ไมครอน

2.2) Intergranular pores

ช่องว่างชนิดนี้จะเกิดอยู่ภายในเนื้อเมทริกซ์ของหินในระหว่างอนุภาคของแร่ประกอบหินแต่ละชนิด เกิดจากกระบวนการการละลายของแร่ประกอบหิน ช่องว่างเหล่านี้จะมีลักษณะเป็นทรงกลมขนาดเล็กมาก (รูปที่ 4.46D-F) ช่องว่างทั้งหมดจะกระจายตัวอยู่โดยทั่วไปและมีขนาดประมาณ 0.4-5.0 ไมครอน

2.3) Interrigid-grained rim pores

ช่องว่างชนิดนี้เกิดขึ้นระหว่างองค์ประกอบที่แตกต่างกันของแร่ประกอบหิน โดยจะเกิดขึ้นตามชั้นที่อ่อนแอระหว่างผิวด้านนอกของแร่ที่มีรูปร่างเป็นรูปลูกบาศก์ ช่องว่างแบบเปิดเหล่านี้ถูกสร้างขึ้นระหว่างขอบของเนื้อหินที่มีความยืดหยุ่นและผลึกแร่ (รูปที่ 4.47A-B) ช่องว่างเหล่านี้มีแนวโน้มที่จะพัฒนาไปเป็นช่องว่างชนิด Microcracks/microchannels ตามรอยต่อของชั้นแต่จะเกิดขึ้นกว่าและมีขนาดกว้างประมาณ 600 นาโนเมตร และยาวประมาณ 8 ไมครอน ซึ่งขึ้นอยู่กับขนาดของแร่

3) Intraparticle pores

3.1) Intracrystalline pores

ช่องว่างชนิดนี้เป็นช่องว่างที่เกิดภายในอนุภาคของรูปผลึกแร่ ขนาดเล็กระหว่างแร่แต่ละชนิด โดยเฉพาะแร่ไพไรท์ที่เกิดขึ้นจำนวนมากในหินตัวอย่างและมีขนาดเล็ก

นอกจากนี้ยังพบว่าช่องว่างนี้อาจเกิดจากผลึกที่ทับซ้อนกันและกระจายตัวอยู่ในเนื้อหินดินดาน (รูปที่ 4.47C-D) ช่องว่างเหล่านี้มีความกว้างประมาณ 625 นาโนเมตรและยาวประมาณ 1.563 ไมโครเมตร

3.2) Intraplatelet pores

ช่องว่างชนิดนี้เป็นช่องว่างที่เกิดภายในอนุภาคของแร่ดินเหนียว (16-34%) เช่น อิลไลต์และคาโอลิไนท์ที่มีลักษณะเฉพาะเป็นแบบแผ่น แท่ง โดยจะเกิดเป็นแนวยาวตรงและขนานกัน มีขนาดความกว้างประมาณ 150 นาโนเมตร และยาว 11.5 ไมครอน หรือขึ้นอยู่กับความยาวของอนุภาคของแร่ดินเหนียวที่เกิดในชั้นหิน (รูปที่ 4.47E-F)

3.3) Intrafossil fragment pores

ช่องว่างชนิดนี้เป็นช่องว่างภายในโครงสร้างของซากบรรพชีวิน ซึ่งโครงสร้างของซากบรรพชีวินนั้นอาจจะเปิดออกและมีตะกอนและแร่ดินเหนียวเข้ามาสะสมตัว แต่ส่วนใหญ่แล้วก็จะยังคงเป็นช่องว่างอยู่เนื่องจากเนื้อเยื่ออื่น ๆ ได้สลายตัวออกไปแล้ว ช่องว่างที่พบมีขนาดอย่างน้อย 500 นาโนเมตร มีความยาวประมาณ 70 ไมครอน และช่องว่างแต่ละช่องที่พบจะเชื่อมต่อซึ่งกันและกัน (รูปที่ 4.48A-C)

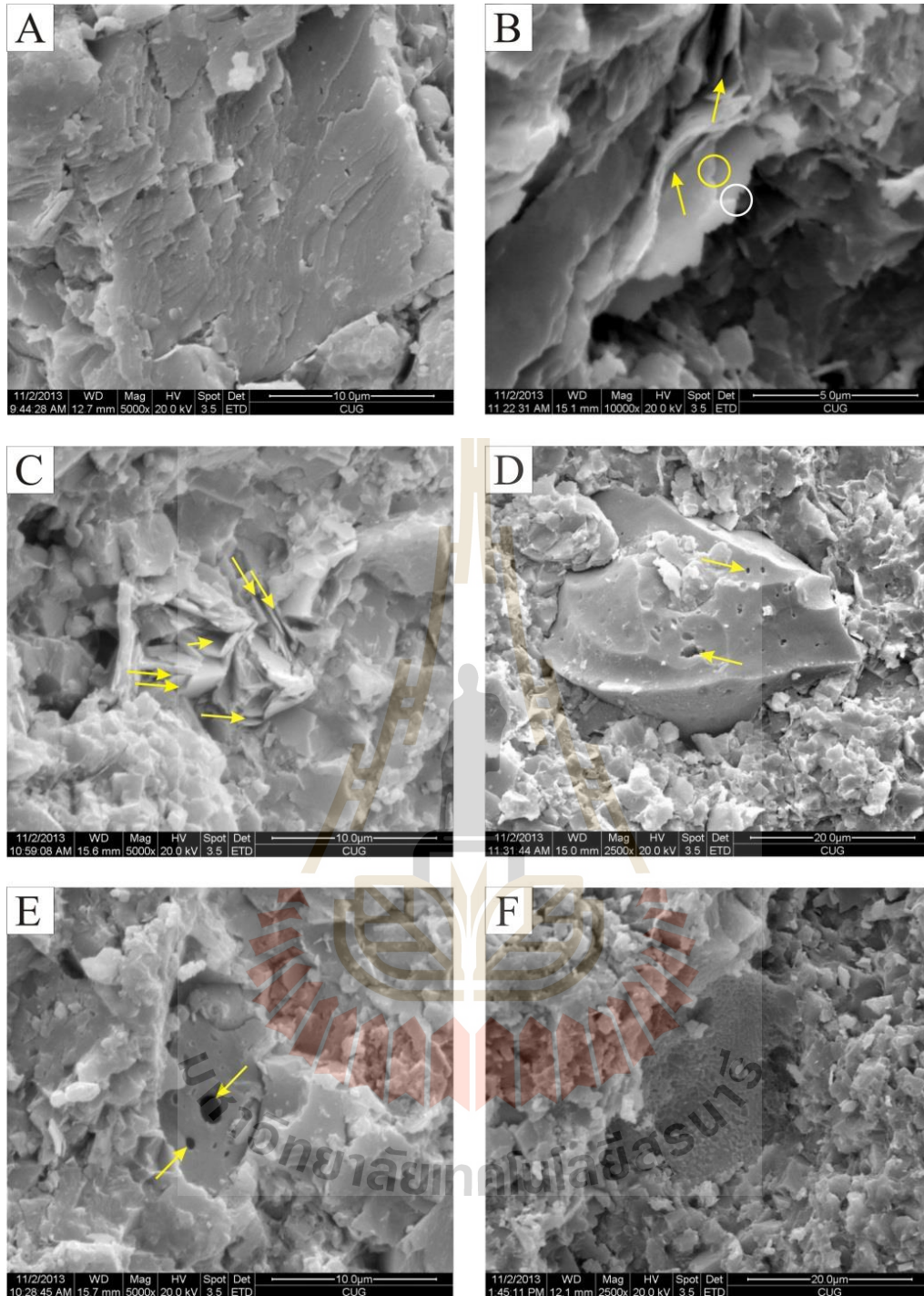
4) Microfracture และ microchannel-related pores

4.1) Microfracture-related pores

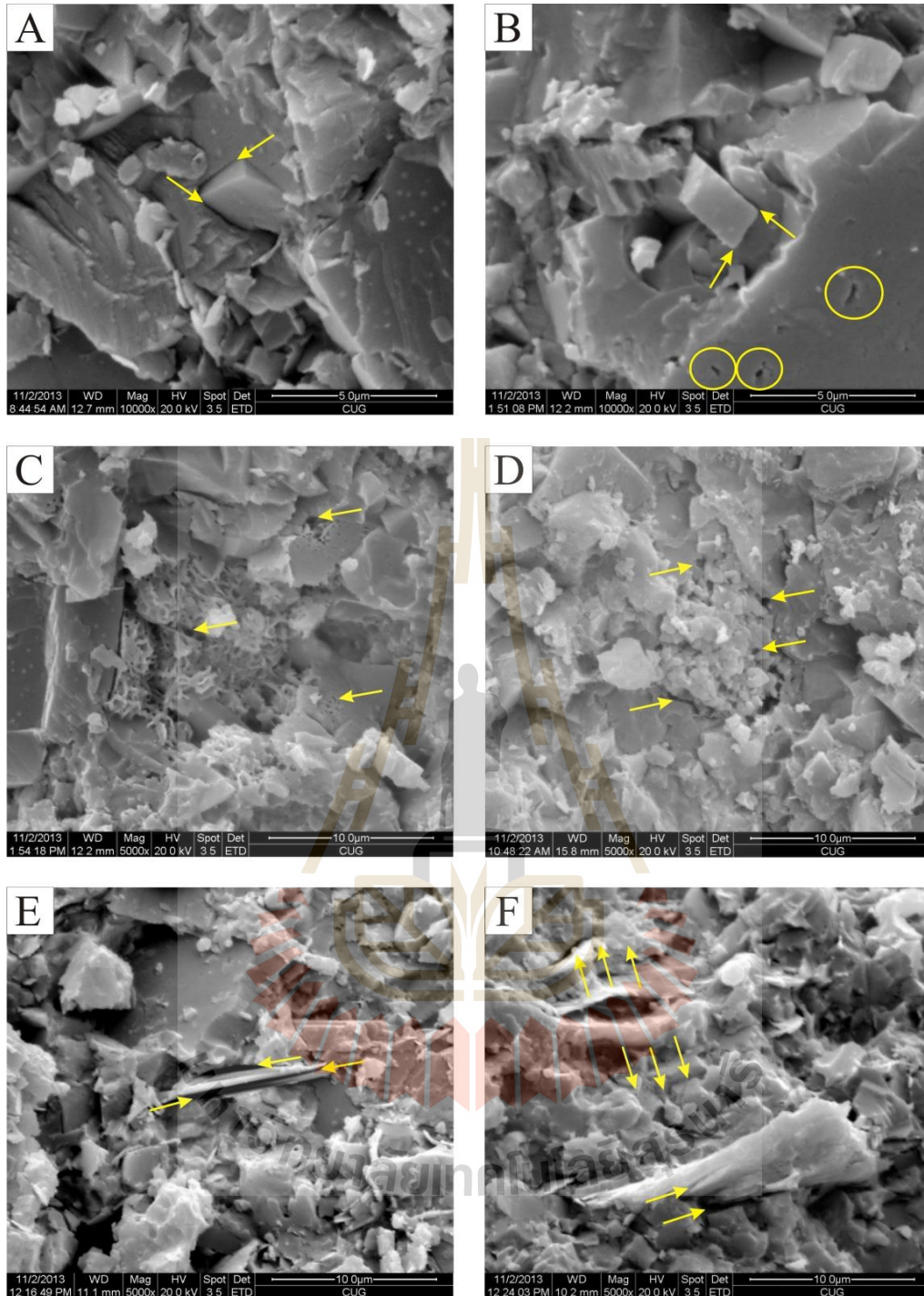
ช่องว่างชนิดนี้เป็นช่องว่างที่เกิดจากรอยแตกที่เกิดตามธรรมชาติซึ่งได้รับผลกระทบจากแรงภายนอกกระทำต่อพื้นที่ศึกษา โดย Microfractures ที่พบจะตัดผ่านชั้นหินที่ง่ายต่อการปริแตกซึ่งช่องว่างที่พบมีทั้งช่องว่างที่มีรูปแบบชัดเจนและไม่ชัดเจน (รูปที่ 4.48D-E) นอกจากนี้ยังพบว่ารอยแตกขนาดเล็กนี้จะปรากฏในหลายทิศทางเพื่อสร้างเส้นทางการเคลื่อนตัวของไฮโดรคาร์บอน แต่ก็ไม่แสดงการเชื่อมต่อกันให้เห็น ขนาดของช่องว่างที่วัดได้จะมีความกว้าง 230 นาโนเมตรและยาวเป็นแถบยาวที่ขึ้นอยู่กับแต่ละรอยแตกที่เกิดขึ้นหรือยาวตลอดทั้งชั้นหิน

4.2) Microchannel-related pores

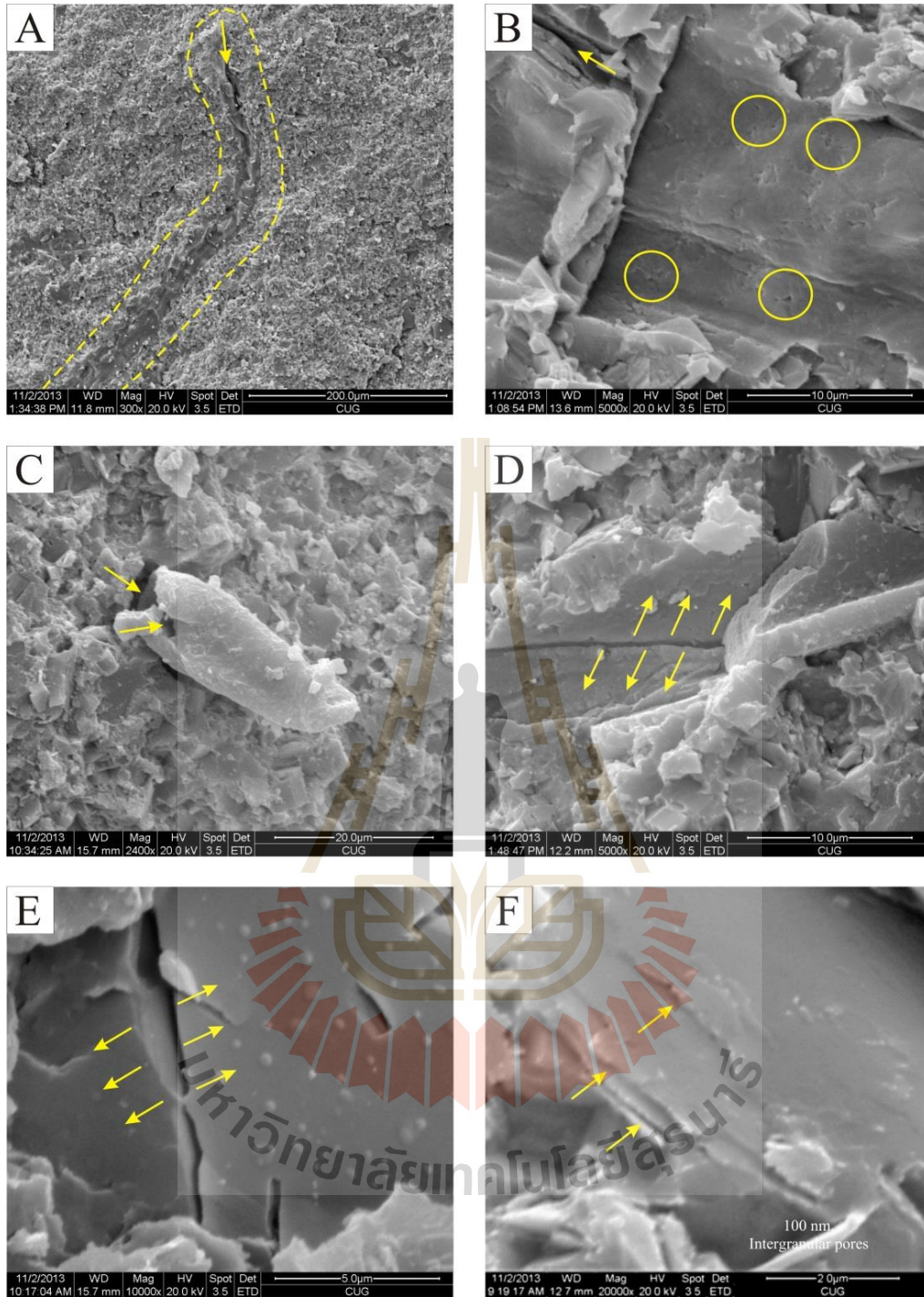
ช่องว่างชนิด Microchannel นั้นเป็นรอยแตกที่เกิดจากกระบวนการของกลไกทางธรรมชาติตามระนาบที่อ่อนแอของชั้นหิน (รูปที่ 4.48F) ช่องเหล่านี้จะเชื่อมต่อและเชื่อมโยงกับช่องว่างอื่น ๆ และเพิ่มความสามารถในการซึมผ่านของชั้นหิน แม้ว่า Microchannels จะมีไม่มากนักแต่ช่องว่างเหล่านี้ยังปรากฏอยู่ในขนาดนาโนเมตรหรือมีขนาดใหญ่กว่า และสามารถเป็นช่องทางการไหลของไฮโดรคาร์บอนได้เช่นกัน



รูปที่ 4.46 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดตัดใหญ่ แอ่งนาพอสอง ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A) Organic matter pores, (B) Typical flocculated clay microfabric, random edge-face (ลูกศรสีเหลือง) และ edge-edge (วงกลมขาว) clay flake orientations, (C) Clay aggregates ซึ่งทำให้เกิดช่องว่างเป็นแนวยาว, (D, E) Intergranular pores, (F) Intergranular pores



รูปที่ 4.47 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดตัดใหญ่ แอ่งนาพอสอง ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A, B) Intergranular pores ที่เกิดตามขอบของรูปผลึก, (C, D) Intercrystalline pores ที่เกิดระหว่าง micro-pellet pyrite และแร่อื่น ๆ ที่แสดงรูปร่างไม่ชัดเจน, (E, F) Intraplatelet pores ที่เกิดเป็นแนวยาวตามรอยแตกของแร่ดินเหนียว



รูปที่ 4.48 ภาพของช่องว่างชนิดต่าง ๆ ที่ตรวจพบในเนื้อของหินตัวอย่างของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง ที่ถ่ายด้วยเทคนิค SEM: (A, C) Micropores ที่เกิดภายในช่องว่างของสิ่งมีชีวิต, (B) ช่องว่างที่มีลักษณะเป็นวงกลมที่กระจายตัวบนซากสิ่งมีชีวิต, (D, E) Microfracture related-pores, (F) Microchannel related-pores ที่เกิดตามระนาบของชั้นหิน

4.3 อภิปรายผลการศึกษา

การประเมินชั้นหินกักเก็บก๊าซธรรมชาติทั้งแบบพิเศษและแบบปกติจะมีลักษณะคล้ายกัน แต่จะมีความแตกต่างกันตรงเงื่อนไขทางด้านธรณีวิทยาโครงสร้างและคุณลักษณะของชั้นหินกักเก็บปิโตรเลียม ดังนั้นการวิเคราะห์สภาพแวดล้อมการสะสมตัวในอดีตของอินทรีย์สาร ระดับภาวะการได้ที่ของอินทรีย์สาร ปริมาณสารไฮโดรคาร์บอน แร่ประกอบของหินกักเก็บและการกักเก็บสารไฮโดรคาร์บอน จึงจำเป็นที่จะต้องทำการศึกษาเพื่อการพัฒนาต่อไป

4.3.1 การประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม

การประเมินแหล่งปิโตรเลียมแบบปกติ จะเริ่มด้วยการรวบรวมข้อมูลที่เกี่ยวข้องกับการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม เพื่อนำไปใช้ประเมินศักยภาพการให้สารไฮโดรคาร์บอนจากหินต้นกำเนิด โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

4.3.1.1 การผลิตในอดีตและสภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต

การรวบรวมข้อมูลผลการวิเคราะห์ธรณีเคมีและการวิเคราะห์ทางศิลาวรรณา ได้ถูกนำไปใช้ในการอธิบายลักษณะสภาพแวดล้อมการสะสมตัวในอดีตของหมวดหินห้วยหินลาด ซึ่งข้อมูลดังกล่าวจะทำให้ผลการวิเคราะห์นั้นมีถูกต้องและแม่นยำมากยิ่งขึ้น นอกจากนี้ยังมีความสัมพันธ์อย่างต่อเนื่องกับการผลิตในอดีต (Palaeoproductivity) และการเปลี่ยนแปลงระดับของออกซิเจนที่ลดลงในแอ่งสะสมตะกอนอีกด้วย

4.3.1.1.1 การผลิตในอดีต

การประเมินค่าดัชนีสภาวะรีดอกซ์ในอดีตทำได้โดยการศึกษาทางด้านศิลาวรรณาและการวิเคราะห์ธรณีเคมี ซึ่งประกอบด้วยการวิเคราะห์ AOM, Acritarchs, Phytoclasts, TOC, Excess SiO₂, Ba/Al และ P/Al จากตัวอย่างตะกอนขนาดละเอียดของหินดินดานในพื้นที่ศึกษา โดยจะพบว่าผลการวิเคราะห์ดังกล่าวสามารถนำไปใช้ในการบ่งชี้ถึงการสะสมตัวของตะกอนในสภาพแวดล้อมที่แสงสามารถส่องถึง (Photic zone) และสภาพแวดล้อมในการสะสมตัวที่ไม่มีออกซิเจนในแอ่งสะสมตะกอนได้

ในพื้นที่ศึกษานี้ สามารถระบุตำแหน่งที่มีการสะสมสารอินทรีย์ในปริมาณที่สูงได้ ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพแวดล้อมการสะสมตัวในอดีต โดยการผลิตในอดีตแบบขั้นสูง (High palaeoproductivity) สามารถพิจารณาได้จากระดับความสูงของกราฟและค่าของแต่ละตัวแปรของการผลิตในอดีต (Palaeoproductivity proxies)

1) ภาคตัดบ้านหนองไทร

ผลการวิเคราะห์ AOM Acritarchs Phytoclasts Excess SiO₂ Ba/Al และ P/Al จากตัวอย่างหินจากส่วนล่างของภาคตัดบ้านหนองไทร พบว่ากราฟที่ได้แสดงตำแหน่งที่มีค่าพีคจำนวน 2 ตำแหน่ง คือ ในชั้นที่ 1 และชั้นที่ 7 โดยชั้นเหล่านี้มีการบ่งชี้การผลิตในอดีตแบบขั้นสูง ซึ่งสอดคล้องกันกับค่า TOC ที่มีค่าสูงเช่นเดียวกัน ถึงแม้ว่าผลการศึกษาจะพบว่าชั้นที่ 3 นั้นแสดงให้เห็นถึงการผลิตแบบขั้นต่ำ แต่กลับพบว่า TOC มีค่าสูงสุด ซึ่งสามารถอธิบายได้จากความสามารถในการเก็บรักษาสารอินทรีย์ได้เป็นอย่างดีของชั้นหินนี้

ผลการวิเคราะห์ AOM, Acritarchs, Phytoclasts, Excess SiO₂ และ Ba/Al จากตัวอย่างหินบริเวณส่วนกลางของภาคตัดพบว่ากราฟที่ได้มีค่าสูงชัดเจนในชั้นที่ 9 และชั้นที่ 10 แต่ค่า P/Al ไม่เด่นชัด อย่างไรก็ตามค่าของตัวแปรก็ยังคงมีค่าสูงจึงสามารถระบุให้เห็นถึงการผลิตแบบขั้นสูงในชั้นหินส่วนกลางนี้ได้ รวมทั้งยังพบว่าค่า TOC ที่สูงซึ่งเป็นข้อมูลสนับสนุนที่ดีอีกด้วย

ส่วนผลการวิเคราะห์ฯ จากตัวอย่างหินที่ได้จากส่วนบนของภาคตัดนั้นกราฟแสดงค่าที่สูงชัดเจนจำนวน 3 ตำแหน่ง คือ ในชั้นที่ 13 ชั้นที่ 15-16 และชั้นที่ 19 ทั้งนี้กราฟที่ได้จะแสดงค่าต่ำเฉพาะค่า Acritarchs และ Phytoclasts แต่ค่าความเข้มข้นของ AOM, Excess SiO₂, Ba/Al, P/Al และ TOC มีค่าที่ต่ำกว่า จึงสามารถระบุได้ถึงการผลิตแบบขั้นต่ำกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับภาคตัดส่วนกลางและส่วนล่าง ลักษณะกราฟที่ได้จากส่วนกลางมีความคล้ายคลึงกับส่วนตอนล่างของภาคตัด แต่ค่า SiO₂ และ TOC กลับมีค่าสูงกว่า ดังนั้นจึงแสดงการผลิตแบบขั้นสูงกว่าในบริเวณตอนล่าง ส่วนกราฟส่วนบนที่แสดงค่า AOM Acritarchs, และ Phytoclasts ที่สูง แต่มีค่า TOC ต่ำ นั้นแสดงให้เห็นว่าการผลิตมีค่าสูงแต่อัตราการเก็บรักษาสารอินทรีย์อยู่ในชั้นดังกล่าวอยู่ในระดับต่ำ

ดังนั้นค่าที่สูงจากการวิเคราะห์ทางละอองเรณูวิทยา (Palynology) และธรณีเคมีของตัวแปรในภาคตัดนั้นนั้นแสดงถึงการผลิตแบบขั้นสูงที่แตกต่างกัน โดยภายในภาคตัดนี้แสดงการผลิตแบบขั้นต่ำจำนวน 2 ช่วง คือ ตรงกลางของส่วนล่างของภาคตัด ในชั้นที่ 3 และช่วงล่างของชั้นที่ 13 ของส่วนบนของภาคตัด โดยชั้นที่ 3 ของส่วนล่างของภาคตัดนั้นแสดงค่า TOC ที่มีค่าสูงสุด จึงสามารถอธิบายได้ว่ามีสภาวะแวดล้อมในการเก็บรักษาสารอินทรีย์ที่ดีมาก ในขณะที่ช่วงล่างของชั้นที่ 13 นั้นแสดงค่า TOC ที่ค่อนข้างต่ำกว่า ซึ่งบ่งชี้ถึงความสามารถในการเก็บรักษาสารอินทรีย์ที่น้อยกว่าชั้นที่ 3

2) ภาคตัดตาดใหญ่

ผลการวิเคราะห์ฯ จากตัวอย่างหินที่ได้จากบริเวณส่วนล่างของภาคตัดตาดใหญ่พบว่ากราฟที่ได้แสดงให้เห็นค่า TOC ที่สูงจำนวน 4 ตำแหน่ง ซึ่งปรากฏอยู่ในชั้นที่ 3, 9, 12 และ 14 โดยค่า TOC ที่สูงของกราฟในชั้นที่ 3 แสดงผลสอดคล้องกับค่า Excess SiO₂ Ba/Al และ P/Al ส่วนค่าความสูงของกราฟ TOC ในชั้นที่ 9 นั้นสอดคล้องกับค่า AOM และ Excess SiO₂ นอกจากนี้ค่า TOC ที่สูงในชั้นที่ 12 และชั้นที่ 14 นั้นก็สอดคล้องกับค่า Phytoclasts, AOM, Excess SiO₂, Ba/Al และ P/Al โดยกราฟที่มีค่าสูงของตัวแปรเหล่านี้บ่งบอกถึงการผลิตที่สูง

ส่วนผลการวิเคราะห์ตัวอย่างหินที่ได้จากส่วนบนของภาคตัดนั้นพบว่ากราฟที่ได้แสดงให้เห็นค่า TOC ที่สูงจำนวน 6 ตำแหน่ง ซึ่งปรากฏอยู่ในชั้นที่ 16, 17, 22, 27, 30 และ 32 ซึ่งกระจายอยู่ทั่วทั้ง ส่วนบนของภาคตัดนี้ ค่าของกราฟ TOC ที่สูงในชั้นที่ 16 และชั้นที่ 17 มีลักษณะสอดคล้องกับค่า AOM, Phytoclasts, Excess SiO₂, และ Ba/Al โดยชั้นที่ 16 แสดงค่าความสูงของกราฟ Excess SiO₂ และ Ba/Al ไม่ชัดเจน แต่ค่าที่ได้ก็ยังคงยังสูงอยู่ สำหรับค่าความสูงของกราฟ TOC ในชั้นที่ 22 และ ชั้นที่ 27 สอดคล้องกับค่า AOM, Phytoclasts, Excess SiO₂, Ba/Al และ P/Al สำหรับค่าความสูง ของกราฟ TOC ในชั้นที่ 30 นั้นมีลักษณะสอดคล้องกับค่า AOM Excess SiO₂ และ Ba/Al และ สำหรับค่าความสูงของกราฟ TOC ในชั้นที่ 32 นั้นก็ยังคงสอดคล้องกับค่า phytoclasts, Excess SiO₂ และ Ba/Al ค่าที่สูงของกราฟเหล่านี้มีลักษณะที่คล้ายกับกราฟของภาคตัดส่วนล่าง ยกเว้นค่าความ สูงของกราฟบางค่าที่แสดงค่าต่ำกว่าเล็กน้อย แต่ก็ยังสามารถระบุได้ถึงการผลิตแบบชั้นสูงได้ เช่นเดียวกัน

ค่ากราฟที่สูงจากการวิเคราะห์ทางด้านละอองเรณูวิทยา (Palynology) และธรณีเคมีของตัว แปรต่าง ๆ ในภาคตัดขนาดใหญ่ส่วนบนและส่วนล่างสะท้อนให้เห็นการผลิตแบบชั้นสูง โดยชั้นที่แสดง การผลิตแบบชั้นสูง คือ ชั้นที่ 3 และชั้นที่ 27 แต่ทั้งสองชั้นดังกล่าวนี้กลับมีค่า TOC ต่ำ เนื่องจาก ความสามารถในการเก็บรักษาสารอินทรีย์ที่ต่ำ ส่วนการผลิตแบบชั้นต่ำพบได้ในชั้นที่ 18 แต่กลับพบว่ามีค่า TOC สูง ซึ่งบ่งชี้สภาพแวดล้อมในการเก็บรักษาสารอินทรีย์เป็นอย่างดีในชั้นดังกล่าวได้

4.3.1.1.2 สภาวะไร้ออกซิเจนในอดีต

การศึกษาสภาวะไร้ออกซิเจนหรือสภาวะรีดอกซ์ในอดีตนั้นสามารถศึกษา ได้โดยใช้ค่าของดัชนีสภาวะรีดอกซ์ในอดีตธรณีเคมี (Geochemical palaeoredox indices) ซึ่ง ประกอบด้วยค่าสัดส่วนของ Ni/Co, U/Th, V/Cr, V/(V+Ni), Ni/V, (Cu+Mo)/Zn และ Ce/Ce* โดย คำนวณจากผลการวิเคราะห์ตะกอนขนาดละเอียดที่สะสมตัวอยู่ในพื้นที่ศึกษา สภาวะรีดอกซ์ (Redox condition) ในบริเวณที่มีตะกอนสะสมตัวในแอ่งสะสมตะกอนของทั้งสองภาคตัดนั้นสามารถระบุ ตำแหน่งที่มีสภาวะรีดอกซ์เด่นชัดได้ (ออกซิเจนน้อยหรือไม่มีออกซิเจน) โดยระดับสภาวะรีดอกซ์ในอดีต สามารถประเมินได้จากค่าของข้อมูลและค่ากราฟที่สูงของแต่ละตัวแปร

1) ภาคตัดบ้านหนองไทร

ผลการวิเคราะห์ค่า U/Th, V/Cr, Ni/Co, (Cu+Mo)/Zn และ Ce/Ce* พบว่าส่วนล่างของภาคตัดบ้านหนองไทรแสดงให้เห็นค่ากราฟที่สูงจากชั้นที่ 3 และชั้นที่ 6 โดยค่า ดังกล่าวสามารถระบุถึงสภาวะรีดอกซ์ชั้นสูง โดยในชั้นที่ 3 นั้นพบว่า มีลักษณะสอดคล้องกันของค่าที่สูง ของค่า V/Cr, Ni/Co และ Ce/Ce* และ Ni/V ที่มีค่าต่ำ

แนวโน้มของสัดส่วน U/Th, V/Cr และ (Cu+Mo)/Zn นั้นมีความผันผวนและลดลงในบริเวณ ส่วนกลางของภาคตัดซึ่งแสดงให้เห็นถึงสภาวะรีดอกซ์ชั้นต่ำ โดยมีแนวโน้มที่เพิ่มขึ้นของ Ni/V ที่เป็น ข้อมูลสนับสนุนการวิเคราะห์นี้ด้วย

ส่วนบนของภาคตัดหนองไทรนั้นแสดงค่ากราฟของดัชนีที่สูงในชั้นที่ 13, 15 และ 17 ซึ่งในชั้นที่ 13 นั้นค่า V/Cr และ Ni/Co มีค่าต่ำ ซึ่งสอดคล้องกับเส้นแนวโน้มของค่า U/Th ที่มีค่าสูง สำหรับในชั้นที่ 15 และ 17 นั้นแสดงแนวโน้มของค่า V/Cr และ Ni/Co ที่มีค่าสูง ซึ่งก็สอดคล้องกับค่า U/Th และ Ce/Ce* ที่มีค่าสูงเช่นเดียวกัน ดังนั้นจากรูปแบบที่พบที่ส่วนบนของภาคตัดนี้ที่ค่าสัดส่วนของดัชนีต่าง ๆ นั้นมีค่าสูงซึ่งแสดงให้เห็นว่าชั้นหินส่วนบนของภาคตัดนี้มีสภาวะรีดอกซ์ชั้นสูง

จากการศึกษาภาคตัดนี้พบว่ามีความของตัวแปรที่เกี่ยวข้องต่อการรีดอกซ์ในอดีตมีค่าสูงและแสดงเส้นแนวโน้มที่ค่าสูงเป็นส่วนใหญ่ ยกเว้นส่วนกลางของภาคตัดและชั้นล่างของภาคตัดส่วนบน (ตอนล่างชั้นที่ 13) ซึ่งแสดงให้เห็นว่าภาคตัดนี้ส่วนใหญ่มีการสะสมตัวอยู่ภายใต้สภาวะรีดอกซ์โดยได้รับการสนับสนุนจากข้อมูลของ Ce/Ce* และ V/Cr ซึ่งจากการศึกษาตัวอย่างที่วิเคราะห์นั้นค่า Ce/Ce* อยู่ในช่วง 0.84-1.19 ซึ่งมีค่าสูงกว่า 0.8 ที่เป็นค่ามาตรฐานที่ใช้บ่งบอกสภาวะ anoxic และค่า V/Cr ที่มีค่าเฉลี่ย 2.6 ซึ่งมีค่าสูงกว่า 2.0 ที่ใช้แบ่งสภาวะ anoxic บริเวณตอนกลางของส่วนล่างภาคตัด (ชั้นที่ 3) นั้นบ่งบอกถึงการผลิตแบบขั้นต่ำ แต่กลับพบว่ามีค่า TOC สูงที่สุด ซึ่งแสดงถึงการเก็บรักษาอินทรีย์สารอย่างดีภายใต้สภาวะรีดอกซ์ ในส่วนกลางของภาคตัดนั้นแสดงการผลิตแบบขั้นสูงแต่ระดับสภาวะรีดอกซ์ที่ต่ำกว่า ดังนั้นค่า TOC จึงมีค่าค่อนข้างต่ำ ส่วนล่างของชั้นที่ 13 แสดงสภาวะรีดอกซ์ที่ลดลง และ TOC ก็มีค่าต่ำซึ่งสอดคล้องกับการผลิตแบบขั้นต่ำด้วย

2) ภาคตัดตาดใหญ่

ส่วนล่างของภาคตัดตาดใหญ่นั้นแสดงกราฟของดัชนีต่าง ๆ ที่มีค่าสูงยกเว้นส่วนบนสุดของภาคตัดตอนล่างที่จะแสดงค่าที่สูงในชั้นที่ 5, 8, และ 13 ค่าดัชนี ที่สูงของชั้นที่ 5 และ 8 มีความสอดคล้องกับค่า Ni/Co, U/Th, V/Cr, V/(V+Ni) และ (Cu+MO)/Zn และค่าดัชนี ที่สูงของชั้นที่ 13 มีความสอดคล้องกับค่า U/Th, V/Cr และ (Cu+MO)/Zn ทุกๆ ค่าที่สูงของกราฟนั้นแสดงค่าและรูปแบบที่คล้ายกันซึ่งบ่งชี้ถึงมีสภาวะรีดอกซ์ชั้นสูง รวมทั้ง Ni/V ที่มีค่าต่ำซึ่งแสดงถึงสภาวะรีดอกซ์ที่สูงขึ้น

แนวโน้มของค่าดัชนี ในภาคตัดส่วนบนจะค่อนข้างผันผวนและมีค่าสูงในชั้นที่ 17, 20 และ 25 โดยค่าดัชนี ที่สูงในชั้นที่ 17 และ 20 นั้นพบในตอนล่างของภาคตัดส่วนบน ซึ่งมีความสอดคล้องกับค่า Ni/Co, V/Cr, V/(V+Ni) และ (Cu+MO)/Zn ค่าดัชนี ที่สูงในชั้นที่ 25 มีความสอดคล้องกับค่า Ni/Co, U/Th, V/Cr และ V/(V+Ni) ที่มีค่าสูงซึ่งเป็นการบ่งชี้ถึงสภาวะรีดอกซ์ และสอดคล้องกับค่า Ni/V ที่มีค่าต่ำในชั้นหินเดียวกัน นอกจากนี้ที่ตำแหน่งอื่น ๆ ที่แสดงค่าดัชนี สูงแสดงให้เห็นถึงผลกระทบที่เกิดจากออกซิเจนที่สูงขึ้นกระทำกับผิวดินในแอ่งสะสมตะกอน (Benthic floor)

จากผลการศึกษาของภาคตัดนี้พบว่ามีการที่มีค่าดัชนี สูงมากหรือค่าความเข้มข้นที่สูงของตัวแปรของการศึกษาสภาวะรีดอกซ์ในอดีต โดยค่าดัชนี ที่สูงของ V/(V+Ni) และ V/Cr สามารถใช้ในการระบุสภาพแวดล้อมในสะสมตัวภายใต้สภาวะรีดอกซ์ จากผลการวิเคราะห์พบว่าค่าสัดส่วน V/(V+Ni) มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.67 ถึง 0.85 ซึ่งสูงกว่า 0.46 ที่เป็นค่ามาตรฐานที่ใช้บ่งชี้สภาวะ

รีดอกซ์ในแอ่งสะสมตะกอน และค่า V/Cr ซึ่งมีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 2.07 ซึ่งก็มีค่าสูงกว่า 2.0 ที่ใช้บ่งบอกสถานะแอนอกซิก (Anoxic)

ในชั้นที่ 3 และชั้นที่ 27 นั้นแสดงการผลิตแบบชั้นสูง แต่กลับมีค่า TOC ต่ำ ซึ่งสอดคล้องกับสภาวะรีดอกซ์ขั้นต่ำในแอ่งสะสมตะกอน ส่วนชั้นที่ 9 นั้นแสดงค่า TOC สูงที่สุด แต่มีการเก็บรักษาสารอินทรีย์ได้ไม่ดีมากนักในสภาวะรีดอกซ์ โดยค่า TOC ที่สูงที่สุดนี้เป็นผลมาจากการผลิตในอดีต ส่วนชั้นที่ 21 ที่อยู่ตอนกลางของภาคตัดส่วนบนนั้นแสดงการผลิตที่ต่ำกว่าและแสดงสภาวะรีดอกซ์ที่แย่มาก เพราะแสดงค่าที่ต่ำที่สุดของ TOC เมื่อเปรียบเทียบกับกราฟอื่นๆ ผลการศึกษาที่ได้สามารถสรุปได้ว่าอินทรีย์สารส่วนใหญ่จะมีการโดนพัดพาเข้าไปในแอ่งและถูกเก็บรักษาไว้ในชั้นผิวดินของแอ่งสะสมตะกอน ดังนั้นตะกอนที่ได้จึงเป็นสีดำส่งผลให้หินดินดานมีสีดำ ส่วนตะกอนสีเทาอ่อนหรือสีจางจะไม่ปรากฏขึ้นในชั้นหินของภาคตัดนี้ เนื่องจากอินทรีย์สารในชั้นผิวดินไม่ได้รับผลกระทบจากสภาวะออกซิไดซ์

4.3.1.2 รูปแบบของการสะสมตัวในอดีต

การศึกษารูปแบบของการสะสมตัวในอดีตนั้นสามารถกระทำได้โดยใช้แผนภาพสามเหลี่ยม APP ternary ที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ของ Phytoclasts-palynomorph, Palynomorph-AOM และ AOM-phytoclasts ซึ่งใช้บ่งบอกถึงต้นกำเนิดตะกอนทางน้ำกับการคัดขนาด (Fluvial sources plus sorting) สภาวะรีดอกซ์กับกระบวนการป้องกันการสลายตัว (Redox condition plus masking effect) และสภาวะรีดอกซ์กับต้นกำเนิดตะกอนทางน้ำ (Redox condition plus proximity to fluvial sources) ได้

1) ภาคตัดบ้านหนองไทร

จากการศึกษาสภาวะแวดล้อมการสะสมตัวย่อยของตะกอนของภาคตัดบ้านหนองไทรพบว่ามี การสะสมตัวบริเวณไหล่ทวีป (Proximal shelf) แอ่งสะสมตะกอน (Basin) และระหว่างไหล่ทวีปส่วนปลาย (Distal oxic-anoxic shelf) ซึ่งพื้นที่ของสภาพแวดล้อมย่อยในทะเลดังกล่าวนี้คล้ายคลึงกับการสะสมตัวของตะกอนทะเลสาบ ในช่วงเวลาหนึ่งที่มีการสะสมตัวของตะกอนของชั้นที่ 1 และ 2 พบว่าน่าจะอยู่บริเวณไหล่ทวีปส่วนปลาย (Distal shelf) ที่มีสภาวะ Dysoxic ถึง Anoxic และตะกอนส่วนใหญ่จะเป็นตะกอนที่เกิดขึ้นภายในแอ่งเป็นหลักและจะมีตะกอนที่พัดพามาจากชายฝั่งในปริมาณที่น้อย ส่วนตัวอย่างของชั้นที่ 3A ถูกพลีตลงได้ในส่วนของ Dysoxic-oxic และค่อยๆ เปลี่ยนไปเป็น Suboxic-anoxic ในชั้นที่ 3B และ 3C และนอกจากนี้ยังค่อยๆ เปลี่ยนเป็น Dysoxic-anoxic ในชั้นที่ 3D ของไหล่ทวีปส่วนปลาย หลังจากนั้นสภาวะต่าง ๆ เริ่มมีการเปลี่ยนแปลงแบบกว้างจนถึงชั้นที่ 4 ที่มีสภาวะ Dysoxic-oxic จากนั้นในชั้นที่ 5 และ 6 มีการเปลี่ยนสภาวะเป็น Dysoxic-anoxic และเปลี่ยนสภาวะเป็น Suboxic-anoxic ในชั้นที่ 7 จากนั้นเมื่อเข้าสู่ตอนกลางของภาคตัดซึ่งแสดงระดับสภาวะรีดอกซ์ที่ค่อยๆ ลดลงจาก Suboxic-anoxic shelf เป็น Proximal shelf และจะเริ่มได้รับผลกระทบจากกระบวนการออกซิเดชันมากขึ้นจาก

ตอนล่างไล่ไปยังตอนบนของภาคตัดส่วนนี้ ตอนล่างของภาคตัดส่วนบน (ชั้นที่ 13 และ 15) นั้นยังคงได้รับอิทธิพลจากสภาวะออกซิเดชันเช่นเดียวกับภาคตัดส่วนกลาง แต่ทว่าในขณะที่มีการสะสมตัวของตะกอนในชั้นที่ 14 นั้นเกิดมีสภาวะ Dysoxic บริเวณไหล่ทวีปส่วนปลาย ซึ่งมีระดับสภาวะรีดอกซ์ที่เพิ่มขึ้น ยิ่งไปกว่านั้นในชั้นที่ 16 ถึง 20 นั้นแสดงให้เห็นว่ามีการสะสมตัวในสภาพแวดล้อมแบบไหล่ทวีปส่วนปลาย โดยในชั้นที่ 16 และ 17 นั้นแสดงสภาวะรีดอกซ์ชั้นสูง และชั้นที่ 18 ถึง 20 นั้นสะสมตัวในสภาวะรีดอกซ์ชั้นที่สูงกว่า ดังนั้นจากผลการศึกษาจึงพบว่ารูปแบบการสะสมตัวของลำดับชั้นหินในภาคตัดบ้านหนองไทรนี้มีการสะสมตัวในไหล่ทวีปส่วนปลาย ซึ่งมีสภาวะรีดอกซ์ชั้นสูง แต่ในภาคตัดส่วนกลางจะมีค่าต่ำกว่าเล็กน้อย ซึ่งสอดคล้องกับหลักการของการศึกษาสภาวะรีดอกซ์ในอดีต

2) ภาคตัดตาดใหญ่

การศึกษารูปแบบการสะสมตัวของภาคตัดตาดใหญ่นี้ได้ทำการศึกษาโดยใช้ชุดลักษณะของละอองเรณู (Palynofacies) และทำการพล็อตลงในแผนภาพรูปสามเหลี่ยม (APP Ternary diagram) พบว่าตะกอนนั้นมีการสะสมตัวในสภาพแวดล้อมย่อยแบบไหล่ทวีปส่วนปลาย (Distal shelf) ไหล่ทวีปที่มีการสะสมหินปูน (Carbonatic shelf) ทะเลปิด (Restricted marine หรือ Lagoon) ซึ่งในการแปลความหมายสภาพแวดล้อมทางทะเลเหล่านี้ยังคงใช้ลักษณะที่สอดคล้องกับแอ่งสะสมตะกอนของทะเลสาบ ในสภาพแวดล้อมย่อยที่มีลักษณะเป็นที่ลึก เช่น ไหล่ทวีปส่วนปลายซึ่งจะสัมพันธ์กันกับแอ่งสะสมตะกอนที่มีความลึกมาก (Deep basin) แสดงให้เห็นว่าในพื้นที่ดังกล่าวนี้มีความสัมพันธ์กันกับตะกอนภายในแอ่งมากกว่าตะกอนจากภาคพื้นทวีปในช่วงรอยขอบของทะเลสาบภายนอก ตะกอนมีการสะสมตัวจากชั้นหินส่วนล่างต่อเนื่องไปยังชั้นที่ 15 จากนั้นกลายเป็นแอ่งสะสมตะกอนที่ตื้นขึ้นในช่วงชั้นที่ 16 จากนั้นในชั้นที่ 17-24 ก็แสดงลักษณะของการสะสมตัวในที่ลึกเช่นเดียวกับภาคตัดส่วนล่าง จากนั้นในพื้นที่ดังกล่าวอาจมีการทรุดตัวซึ่งเกิดจากการกระบวนการธรณีแปรสัณฐาน ทำให้ชั้นที่ 25 นั้นแสดงลักษณะการสะสมตัวในตัวในสภาพแวดล้อมแบบไหล่ทวีปส่วนต้น (Proximal shelf) และกลายเป็นสภาพแวดล้อมไหล่ทวีปส่วนปลาย (Distal shelf) ซึ่งเป็นที่ลึกกว่าในชั้นที่ 26 จากนั้นจะมีการเติมตะกอนอย่างต่อเนื่องเกิดขึ้นภายในแอ่งสะสมตะกอนทำให้พบว่าแอ่งนั้นตื้นขึ้นเรื่อย ๆ ซึ่งส่งผลให้ตัวอย่างหินในชั้นที่ 28-29 และชั้นหินที่ 31-32 นั้นแสดงลักษณะการสะสมตัวแบบไหล่ทวีปส่วนต้น (Proximal shelf) และสะสมตัวใกล้ขอบของแอ่งสะสมตะกอน (Marginal basin) มากขึ้นตามลำดับ ในขณะที่ชั้นที่ 30 นั้นแสดงการสะสมตัวในระดับที่ลึกกว่าชั้นที่อยู่ข้างบนและข้างล่าง ซึ่งสภาพแวดล้อมย่อยที่ได้จากการศึกษาเหล่านี้สอดคล้องกับผลการศึกษาจากตัวแปรและการศึกษาของสภาวะรีดอกซ์ในอดีตชั้นแอนอกซิก (Anoxic)

ดังนั้นเมื่อทำการเปรียบเทียบสภาวะแวดล้อมของการสะสมตัวของตะกอนของทั้งสองภาคตัดพบว่าทั้งสองภาคตัดที่ทำการศึกษานั้นตะกอนมีการสะสมตัวในที่ลึกเช่นเดียวกัน แต่ภาคตัดบ้านหนองไทรสามารถระบุได้ว่าตื้นกว่าและอยู่ใกล้กับแนวของชายขอบทะเลสาบ โดยภาคตัดทั้งสองนั้นมีรูปแบบการสะสมตัวของตะกอนในสภาวะรีดอกซ์ชั้นสูง แต่ภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นแสดงสภาวะที่ต่ำ

กว่าเล็กน้อย ดังนั้นทั้งสองภาคตัดที่ทำการศึกษาจึงมีความเหมาะสมมากที่จะนำไปศึกษาเพื่อประเมินศักยภาพของแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดาน (Shale gas) ต่อไป

4.3.1.3 คุณภาพของอินทรีย์สารของคีโรเจน

ประเภทที่หลากหลายของคีโรเจน (Kerogens) นั้นเกี่ยวข้องกับ การกำหนดค่าเฉพาะทางธรณีวิทยา (Specific geological settings) (Tissot and Welte, 1984) ซึ่ง Suarez-Ruiz et al. (2012) ได้อธิบายลักษณะที่โดดเด่นของคีโรเจนชนิดที่ 1 (Kerogen Type I) นั้นเกิดขึ้นในสภาพแวดล้อมที่มีการสะสมตะกอนแบบทะเลสาบ ที่มีการสะสมตัวของสาหร่ายหรือการย่อยสลายทางชีวภาพของสารอินทรีย์ คีโรเจนชนิดที่ 2 (Kerogen Type II) นั้นมีความเกี่ยวข้องกับสภาพแวดล้อมในทะเลและทะเลที่เปิดโล่งที่สารอินทรีย์ที่เป็นอินทรีย์วัตถุที่เกิดในแอ่งสะสมตะกอน ซึ่งประกอบด้วยแพลงค์ตอนพืชและแพลงตอนสัตว์ ส่วนคีโรเจนชนิดที่ 3 (Kerogen Type III) ส่วนใหญ่ประกอบด้วยพีชบก (Durand, 1993) ที่แสดงความสัมพันธ์ของตะกอนพีชบกที่เข้ามาในทะเลสาบหรือทะเล และคีโรเจนชนิดที่ 4 (Kerogen Type IV) นั้นประกอบด้วยอินทรีย์วัตถุคาร์บอน (Carbonized organic matter) ซึ่งไม่มีศักยภาพในการผลิตไฮโดรคาร์บอน

โครงสร้างของคีโรเจนสามารถตรวจได้จากพันธะการยึดจับที่แตกต่างกันของคีโรเจนซึ่งต้องใช้พลังงานความร้อนที่แตกต่างกันที่จะทำให้ลายโมเลกุลก๊าซของสารตั้งต้นได้ ความแตกต่างพื้นฐานในโครงสร้างทางเคมีของคีโรเจนเลนอินทรีย์ (Sapropelic, คีโรเจนชนิดที่ 1 และชนิดที่ 2) และคีโรเจนฮิวมิก (Humic, คีโรเจนชนิดที่ 3 และชนิดที่ 4) เป็นดังที่แสดงไว้ในรูปที่ 4.49

คีโรเจนเลนอินทรีย์นั้นประกอบด้วยโครงสร้างทางเคมีของสารประกอบไฮโดรคาร์บอนชนิดอิมตัว (Aliphatic hydrocarbon) และโครงสร้างไฮโดรคาร์บอนวงเดี่ยว (Isolated ring hydrocarbon) (Behar และ Vandenbroucke, 1987) คีโรเจนฮิวมิกจะผลิตก๊าซที่เป็นเพียงพันธะเคมีแบบโซ่สั้นๆ กับออกซิเจนเป็นจำนวนมาก (Behar และ Vandenbroucke, 1987)

เทคนิค Rock-Eval Pyrolysis เป็นวิธีการที่นิยมใช้ในการประเมินศักยภาพของหินต้นกำเนิดแหล่งปิโตรเลียม เทคนิคนี้ถูกใช้เพื่อประเมินประเภทของคีโรเจน (ประเภทของอินทรีย์สาร) โดยการเปรียบเทียบข้อมูลของดัชนีไฮโดรเจน (HI, mg HC/g TOC) และดัชนีออกซิเจน (OI, mg HC/g TOC) ซึ่งค่าดัชนีทั้งสองที่วิเคราะห์ได้จากการศึกษาครั้งนี้ได้แสดงไว้ในตารางที่ 4.11 และตารางที่ 4.12 และถูกนำมาพล็อตลงบนแผนภาพ Modified van krevelen diagram

ผลของการวิเคราะห์ตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทร (สีม่วง) นั้นแสดงไว้ในรูปที่ 4.50 พบว่ามีการกระจายตัวอยู่ในคีโรเจนประเภทที่ 2 (5 ตัวอย่าง) คีโรเจนประเภทที่ 3 (3 ตัวอย่าง) และมีสองตัวอย่างปรากฏอยู่ใกล้กับส่วนล่างซ้ายของแผนภาพ แต่ไม่สามารถบ่งบอกถึงประเภทคีโรเจนใด ๆ ได้ โดยรูปที่ 4.51 ได้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีไฮโดรเจน (HI) และค่า T_{max} (องศาเซลเซียส) ที่แสดงให้เห็นว่า HI นั้นได้รับอิทธิพลจากอุณหภูมิ และมีอีก 5 ตัวอย่างที่แสดงให้เห็นว่าผสมอยู่

ระหว่างในคีโรเจนประเภทที่ 2 กับ 3 แต่ตัวอย่างอื่น ๆ ไม่สามารถวิเคราะห์ได้เนื่องจากการพล็อตกราฟนั้นจะมีความแตกต่างกันและบางส่วนจะหายไปคาดว่าเนื่องมาจากผลกระทบของอุณหภูมิ

ผลของการวิเคราะห์ตัวอย่างหินของภาคตัดตาดใหญ่ (สีส้ม) ไม่สามารถระบุประเภทของคีโรเจนใดๆ ได้เพราะข้อมูลทั้งหมดปรากฏอยู่ใกล้กับส่วนล่างซ้ายของแผนภาพ (รูปที่ 4.50) ผลลัพธ์นี้สอดคล้องกับผลของการเปรียบเทียบดัชนีไฮโดรเจน (HI) และค่า T_{max} ค่าต่าง ๆ ดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.51 โดยค่าทั้งหมดนั้นถูกพล็อตและแสดงอยู่ใกล้กับส่วนขวาล่างของแผนภาพซึ่งทุกเส้นของประเภทคีโรเจนจะถูกผสมเข้าด้วยกัน และไม่สามารถบ่งบอกถึงชนิดของอินทรีย์สารได้

ค่าที่เกิดจากการพล็อตกราฟระหว่าง HI และ OI จะสามารถนำมาใช้ระบุชนิดของสารอินทรีย์วัตถุที่มีความถูกต้องได้นั้นจะต้องเป็นค่าที่ได้มาจากหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่ยังไม่ถึงสภาวะได้ที่ (Immature) โดยจะมีลักษณะเช่นเดียวกับการพล็อตกราฟระหว่าง HI และ T_{max} กรณีที่ไม่ชัดเจนเช่นนี้อาจสามารถระบุได้เพียงว่าอินทรีย์สารเหล่านี้ยังอยู่ในช่วงสภาวะคะตะเจเนซิส (Catagenesis) และเมทาเจเนซิส (Metagenesis) ของสภาวะการได้ที่ด้วยความร้อน

เทคนิคการวิเคราะห์ค่า HI/OI นั้นถูกใช้เพื่อกำหนดคุณภาพแหล่งหินต้นกำเนิด และชนิดคีโรเจนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่ยังไม่ถึงสภาวะการได้ที่ รวมทั้งองค์ประกอบของ HI และ OI ที่เปลี่ยนแปลงไปของหินต้นกำเนิดที่ภาวะการได้ที่ (Tissot และ Welte, 1984) ค่าเฉลี่ย HI ของตัวอย่างบ้านหนองไทร (130.28 mg HC/g TOC) และตาดใหญ่ (2.04 mg HC/g TOC) แสดงถึงภาวะการได้ที่ของอินทรีย์สารเพราะมีค่า HI ต่ำกว่า 150 mg HC/g TOC และสามารถระบุได้ว่าสารไฮโดรคาร์บอนจากหินต้นกำเนิดส่วนใหญ่มีแนวโน้มที่จะเป็นก๊าซ (Gas-prone) (Core Laboratories, 1993) ซึ่งสอดคล้องกับอัตราส่วน HI/OI ที่ระบุถึงก๊าซประเภท 3 (Tissot และ Welte, 1984) หรือประเภท 4 ดังนั้น HI และ OI จึงไม่ได้บ่งบอกถึงคุณภาพของคีโรเจนดั้งเดิมในแหล่งหินต้นกำเนิดที่ไต่ระดับ (Tissot และ Welte, 1984)

การวิเคราะห์ทางศิลาวรรณนาในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการศึกษามาซีรอลและมาซีรอลย่อย (Maceral และ submaceral) ที่พบในหินตัวอย่างฯ โดยผลการวิเคราะห์ที่มาซีรอลของตัวอย่างหินของภาคตัดบ้านหนองไทรพบว่าประกอบด้วย Sapropelic amorphinite (57.7-73.0%) และ Sapropelic vitrodetrinite (16.0-24.0%) ของกลุ่มเลนอินทรีย์ (Sapropelic) Gelovitrinite (4.3-11.0%) Densinite (5.0-8.7%) และ Textolinite (0.3%) ของกลุ่มวิทรีไนท์ (Vitrinite) และ Fusinite ของ inertinite ที่มีค่าต่ำ ส่วนผลการวิเคราะห์ที่มาซีรอลของตัวอย่างหินตาดใหญ่นั้นพบว่ามีส่วนประกอบหลัก คือ Sapropelic amorphinite (55.7-69.7 %) และ Sapropelic vitrodetrinite (17.3-26.3 %) ของกลุ่มเลนอินทรีย์ (Sapropelic) Densinite (4.3-9.0%) และ Gelovitrinite (6.0-10.7%) ของกลุ่มวิทรีไนท์ (Vitrinite) และไม่พบกลุ่ม Inertinite โดยอนุภาคที่ไม่มีโครงสร้างแน่นอนแบบเลนอินทรีย์ (Sapropelic amorphous particle) นั้นแสดงรูปร่างอย่างชัดเจนในตัวอย่งจากของทั้งสองพื้นที่ศึกษา ซึ่งอนุภาคเหล่านี้เกิดจากการย่อยสลายทางชีวภาพของ Resinite Suberinite

Bituminite และ Exsudatinite (Pashin 2008) ซึ่งในภาคตัดทั้งสองที่ศึกษาไม่พบวัสดุเหล่านั้นเลย ซึ่งอาจจะเกิดจากการสลายตัวของจุลินทรีย์ พืชและสัตว์อื่น ๆ ซึ่งจัดเป็นกลุ่มเลนอินทรีย์ (Sapropelic) ที่ผลิตไฮโดรคาร์บอนเหลวเป็นส่วนใหญ่เพราะมีอะตอมไฮโดรเจนจำนวนมาก ดังนั้นจากผลการศึกษาดูตัวอย่างหินของทั้งสองภาคตัดจึงสรุปได้ว่าอินทรีย์วัตถุที่มีอยู่ภายในเนื้อหินนั้นประกอบไปด้วยคีโรเจนประเภทที่ 1 เป็นส่วนใหญ่

Taiming และ Shanfan (1990) ได้ใช้การคำนวณค่าดัชนีชนิดของคีโรเจน (Kerogen type index, TI) เพื่อนำไปใช้ระบุชนิดของคีโรเจน โดยค่า TI นั้นสามารถคำนวณได้โดยใช้ข้อมูลของค่า Atomic H/C และ O/C และ ค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนท์ (Vitrinite reflectance) ดังแสดงในสมการที่ 4.2

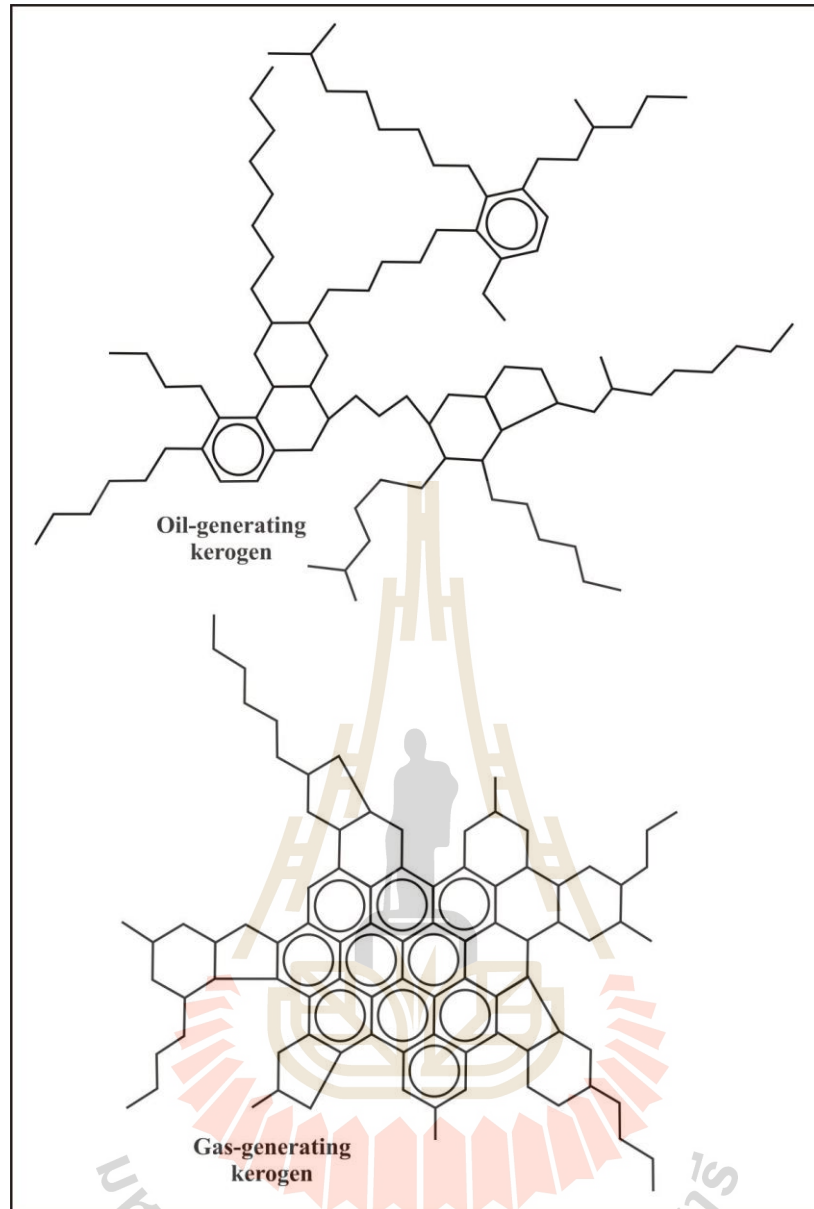
$$TI = 119.42\left(\frac{H}{C}\right) + 27.93\left(\frac{H}{C}\right)(R_o) - 35.67\left(\frac{H}{C}\right)^2 - 95.08\left(\frac{O}{C}\right)(R_o) + 55.27\left(\frac{O}{C}\right)(R_o)^2 - 43.29 \quad (4.2)$$

ค่า TI นั้นจะมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0 - 100 โดยค่าเหล่านี้เกี่ยวข้องกับประเภทคีโรเจนจากประเภทที่ 2 จนถึงประเภทที่ 1 (ตารางที่ 4.13) ซึ่งแบ่งคีโรเจนแต่ละประเภท เป็น อินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์ (Sapropelic, ประเภทที่ 1) อินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์-ฮิวมิก (Humic-sapropelic, ประเภทที่ 2₁) และอินทรีย์วัตถุแบบฮิวมิก-เลนอินทรีย์ (Sapropelic-humic, ประเภทที่ 2₂) ส่วนค่า TI ที่ต่ำกว่าศูนย์จะถูกระบุให้เป็นประเภทฮิวมิก (ประเภทที่ 3) (Chen et al., 2011) ส่วนกรณีอื่น ๆ นั้นจะถูกจัดให้เป็นประเภทที่ 4 เมื่อพิจารณาผลการศึกษาค่า TI ของตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทรและตาดใหญ่ ในตัวอย่าง 5G, 6G, 11G และ T26-2 นั้นพบว่าค่า TI มีค่าเกินกว่า 80.0 (ตารางที่ 4.14) ซึ่งระบุถึงคีโรเจนประเภทที่ 1 ซึ่งเป็นอินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์ (Sapropelic) ซึ่งหมายถึงอินทรีย์วัตถุชนิดที่อุดมไปด้วยกรดไขมันที่มีอัตราส่วน อะตอมของไฮโดรเจน-อะตอมของคาร์บอนประมาณ 1.10 หรือสูงกว่า และมีอัตราส่วน อะตอมของออกซิเจน-อะตอมของคาร์บอน เป็น 0.15 หรือต่ำกว่า และสะท้อนให้เห็นถึงของโครงสร้างแบบ Aliphatic และ Alicyclic ที่มากมาย คีโรเจนประเภทนี้สามารถเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์และมีสีเขียวโดดเด่นถึงสีเหลืองภายใต้กล้องจุลทรรศน์แสงสีฟ้า (Pashin 2008) นอกจากนี้ยังมีตัวอย่างอื่น ๆ ที่มีค่า TI อยู่ในช่วงระหว่าง 66.2-75.5 ของภาคตัดบ้านหนองไทรและ 68.4-78.5 ของภาคตัดตาดใหญ่ ซึ่งสามารถระบุให้เป็นประเภทที่ 2₁ ซึ่งเป็นอินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์-ฮิวมิก ซึ่งเป็นคีโรเจนประเภทที่อุดมไปด้วยกรดไขมันที่มีอัตราส่วน อะตอมของไฮโดรเจน-อะตอมของคาร์บอน อยู่ในช่วงระหว่าง 0.75 ถึง 1.75 และมีอัตราส่วน อะตอมของออกซิเจน-อะตอมของคาร์บอน อยู่ในช่วงระหว่าง 0.05 ถึง 0.20 ซึ่งสะท้อนให้เห็นว่ามีองค์ประกอบที่ผสมกันของโครงสร้างแบบ Aliphatic และ Aromatic เช่นเดียวกับกลุ่ม Ketone และ Carboxylic acid คีโรเจนประเภทนี้สามารถเรืองแสงฟลูออเรสเซนส์และมีช่วงสีเหลืองสว่างถึงสีส้ม สีแดง สีน้ำตาลดำภายใต้กล้องจุลทรรศน์แสงสีฟ้าซึ่งขึ้นอยู่กับสองอย่าง คือ องค์ประกอบดั้งเดิมและค่าระดับ

ความร้อนได้ที่ (Pashin 2008) ทั้งนี้ตัวเลขห้อย 1 ของคีโรเจนประเภทที่ 2₁ หมายถึงส่วนประกอบสำคัญของอินทรีย์สารที่ผลิตไขมันจำนวนมาก (ส่วนใหญ่เป็นอินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์) ที่มากกว่าชนิดเดียวกันของคีโรเจนประเภทที่ 2₂ องค์ประกอบอินทรีย์สารเหล่านี้มีอะตอมไฮโดรเจนสูงกว่าองค์ประกอบอินทรีย์สารประเภทที่ 2₂ และจะมีลักษณะคล้ายกับประเภทที่ 1 เพราะค่าของ TI นั้นค่อนข้างใกล้เคียงกับ 80.0 อย่างไรก็ตามการที่มีวิทริไนต์เลนอินทรีย์ (Sapropelic vitrinite) ซึ่งมีเฉพาะในคีโรเจนประเภทที่ 1 เท่านั้น สามารถนำมาใช้เป็นเกณฑ์ในการแยกคีโรเจนประเภทที่ 1 และประเภทที่ 2 ออกจากกันได้

ผลการวิเคราะห์โดยใช้แผนภาพ Modified van Krevelen diagram ของตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นไม่สามารถระบุประเภทคีโรเจนประเภทที่ 1, 3 และ 4 ได้ชัดเจน ในขณะที่ตัวอย่างหินของภาคตัดตาดใหญ่ นั้นไม่สามารถระบุชนิดของคีโรเจนได้เลย ซึ่งอาจเกิดจากตัวอย่างเหล่านี้อยู่ในช่วงที่มีภาวะการได้ที่ที่สูงมากเกินไป อะตอมไฮโดรเจนเพียงเล็กน้อยเท่านั้นที่ถูกเก็บไว้ในทั้งสองพื้นที่ศึกษาในช่วงปัจจุบันนี้ ดังจะเห็นได้จากการที่มีปริมาณ S₂ เพียงเล็กน้อยจากผลการวิเคราะห์ด้วย Rock-Eval pyrolysis ซึ่ง Core Laboratories (1993) ได้เสนอไว้ว่า คีโรเจนประเภทที่ 1 นั้นสามารถแสดงค่า HI เกิน 400 mg HC/g TOC และมีแนวโน้มที่จะให้น้ำมันได้ โดยทั้งค่า HI และ OI นั้นจะมีค่าที่สูงในช่วงที่อยู่ในภาวะยังไม่ได้ที่ (Immature) และจะลดลงอย่างต่อเนื่องในแหล่งหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่มีภาวะการได้ที่สูงขึ้น ดังนั้นคีโรเจนประเภทที่ 1 ที่พบอยู่เป็นปริมาณมากจึงมีความสำคัญต่อพื้นที่ศึกษาทั้งสองแห่ง





รูปที่ 4.49 โครงสร้างทางเคมีของคีโรเจนแบบเลนอินทรีย์ที่จะให้น้ำมันออกมา (Oil-generating sapropelic kerogen) และคีโรเจนแบบฮิวมิกที่จะให้ก๊าซออกมา (Gas-generating humic kerogen) (คัดลอกจาก Hunt, 1996)

ตารางที่ 4.11 ค่า TOC ค่าดัชนีต่าง ๆ จากการทดสอบ Rock-Eval Pyrolysis และค่าการสะท้อนแสงของอิทธิไนต์ของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู

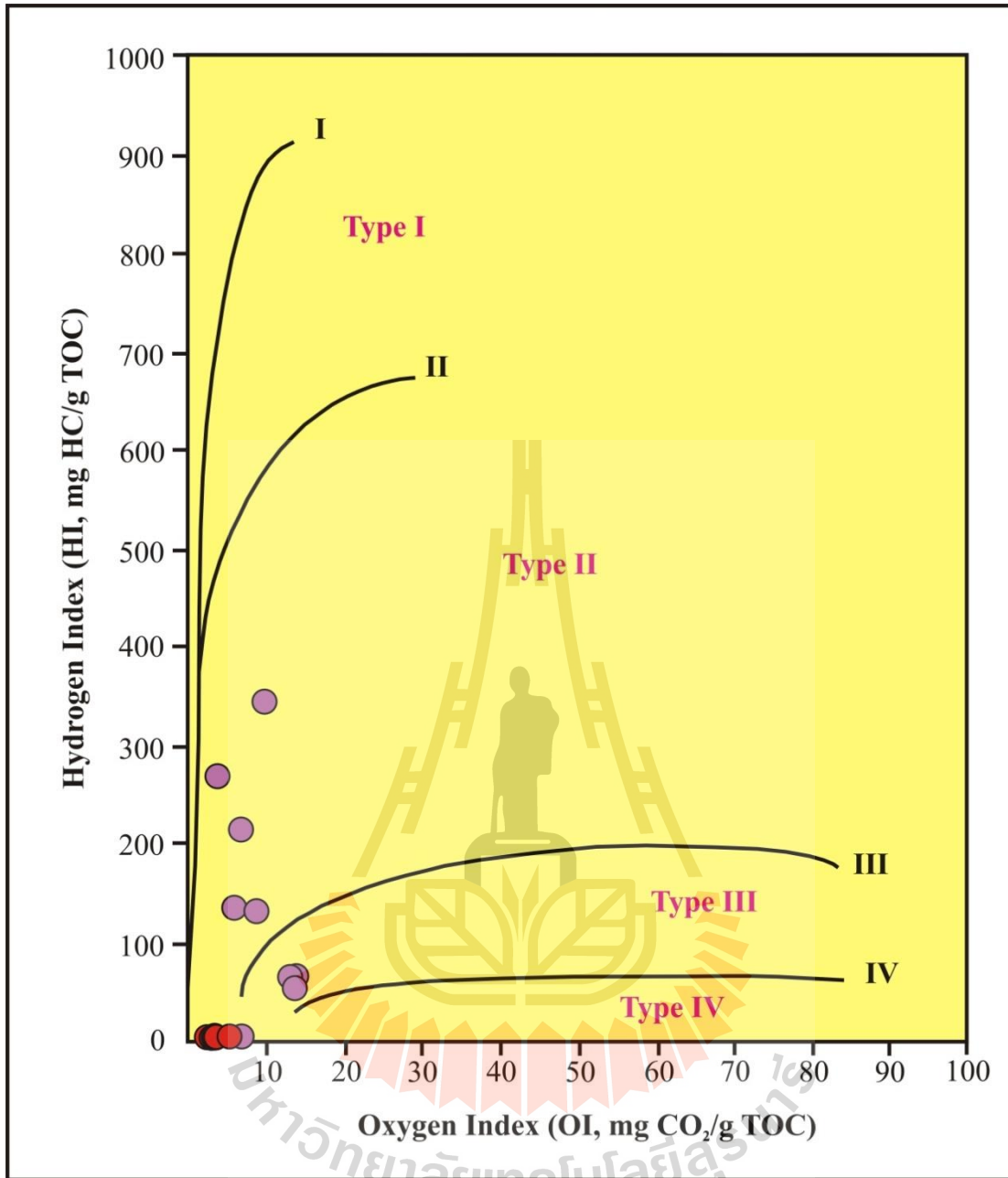
ตัวอย่าง	TOC (%)	วิเคราะห์ไพโรไลซิส (mg/g rock)			HI	OI	PI $S_1/(S_1+S_2)$	T_{max} (°C)	R_o ที่ได้จาก การคำนวณ (จาก T_{max})	R_o ที่ได้จากก๊าซที่อยู่ในชั้นหิน		ศักยภาพการถูกขับ ออกจาก S_2 (mcf/ac-ft)
		S_1	S_2	S_3						การวิเคราะห์ (%)	จาก S_1 (mcf/ac-ft)	
A5G	5.326	0.03	3.51	0.77	65.90	14.46	0.0085	444	0.83	-	3.94	461.00
A4G	5.391	0.04	7.12	0.53	132.07	9.83	0.0056	443	0.81	-	5.25	935.14
A3-4G	5.073	-	-	-	-	-	-	-	-	0.86	-	-
A3G	4.069	0.04	2.65	0.57	65.13	14.01	0.0149	443	0.81	-	5.25	348.05
A2-3G	4.953	-	-	-	-	-	-	-	-	1.04	-	-
A2G	3.673	0.18	7.94	0.30	216.17	8.17	0.0222	447	0.89	0.82	23.64	1,042.84
16G	4.507	0.16	0.26	0.21	5.77	4.66	0.3810	445	0.85	-	21.01	34.15
13G	5.562	0.03	0.33	0.44	5.93	7.91	0.0833	444	0.83	-	3.94	43.34
11G	5.265	0.05	7.26	0.36	137.89	6.84	0.0068	447	0.89	-	6.57	953.53
10G	5.310	0.13	14.34	0.23	270.06	4.33	0.0050	451	0.96	-	17.07	1,883.42
6G	6.933	0.12	23.91	0.74	344.87	10.67	0.0050	448	0.90	-	15.76	3,140.34
5G	6.149	0.03	3.63	0.90	59.03	14.64	0.0082	445	0.85	-	3.94	476.76
Avg	5.184	0.08	7.10	0.51	130.28	9.55	0.0595	445.7	0.86	0.91	10.64	931.86

หมายเหตุ: คำนวณ HI = $(S_2/TOC) \times 100$ (mg HC/g TOC), OI = $(S_3/TOC) \times 100$ (mg HC/g TOC), คำนวณน้ำมันที่เกิดในหินต้นกำเนิด S_1 (mcf/ac-ft) = $S_1 \times 131.34$, คำนวณศักยภาพการถูกขับออก S_2 (mcf/ac-ft) = $S_2 \times 131.34$ และ calculated R_o (จากค่า T_{max}) = $(0.018 \times T_{max}) - 7.16$

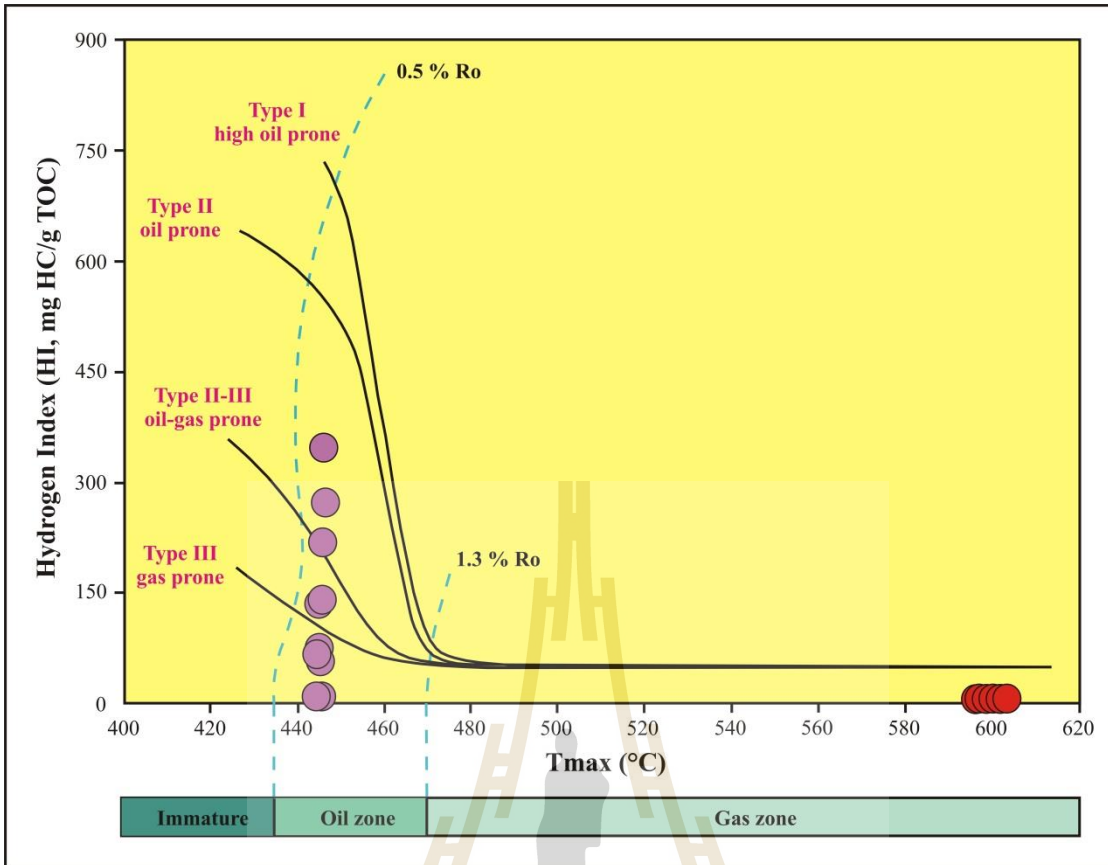
ตารางที่ 4.12 ค่า TOC ค่าดัชนีต่าง ๆ จากการทดสอบ Rock-Eval Pyrolysis และค่าการสะท้อนแสงของอิทธิพลของตัวอย่างภาคตัดตัดใหญ่ แองนาพอสอง

ตัวอย่าง	TOC (%)	วิเคราะห์ไพโรไลซิส (mg/g rock)			HI	OI	PI $S_1/(S_1+S_2)$	T_{max} (°C)	R_o ที่ได้จากการคำนวณ (จาก T_{max})	R_o ที่ได้จากการวิเคราะห์ (%)	ก๊าซที่อยู่ในชั้นหิน จาก S_1 (mcf/ac-ft)	ศักยภาพการถูกขับออกจาก S_2 (mcf/ac-ft)
		S_1	S_2	S_3								
		T34-1	7.78	0.01								
T32-1	8.10	0.01	0.13	0.24	1.60	2.96	0.0714	604	3.71	-	1.31	17.07
T28-1	6.93	0.01	0.14	0.28	2.02	4.04	0.0667	602	3.68	-	1.31	18.39
T26-2	6.19	0.01	0.12	0.36	1.94	5.82	0.0769	605	3.73	1.72	1.31	15.76
T24-2	4.67	0.01	0.11	0.21	2.36	4.50	0.0833	602	3.68	1.74	1.31	14.45
T20-1	6.52	0.01	0.12	0.26	1.84	3.99	0.0769	601	3.66	1.73	1.31	15.76
T18-1	7.23	0.02	0.15	0.34	2.07	4.70	0.1176	603	3.69	-	2.63	19.70
T14-2	7.70	0.03	0.17	0.26	2.21	3.38	0.1500	605	3.73	1.73	3.94	22.33
T10-1	8.17	0.01	0.18	0.36	2.20	4.41	0.0526	604	3.71	1.86	1.31	23.64
T7-1	6.74	0.01	0.16	0.22	2.37	3.26	0.0588	598	3.60	1.70	1.31	21.01
Avg	7.00	0.01	0.14	0.28	2.04	4.07	0.0821	602.8	3.69	1.74	1.71	18.65

หมายเหตุ; คำนวณ HI = $(S_2/TOC) \times 100$ (mg HC/g TOC), OI = $(S_3/TOC) \times 100$ (mg HC/g TOC), คำนวณน้ำมันที่เกิดในหินต้นกำเนิด S_1 (mcf/ac-ft) = $S_1 \times 131.34$, คำนวณศักยภาพการถูกขับออก S_2 (mcf/ac-ft) = $S_2 \times 131.34$ และ calculated R_o (จากค่า T_{max}) = $(0.018 \times T_{max}) - 7.16$



รูปที่ 4.50 ผลการระบุชนิดของคีโรเจนของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทร (สีม่วง) และภาคตัดตาดใหญ่ (สีแดง) ของหมวดหินห้วยหินลาด บนแผนภาพ Modified van Krevelen



รูปที่ 4.51 ผลการศึกษาชนิดของคีโรเจนของตัวอย่างจากบ้านหนองไทร (สีม่วง) และภาคตัดตาดใหญ่ (สีแดง) ของหมวดหินห้วยหินลาด โดยใช้ความสัมพันธ์ของ Hydrogen index (HI) กับ T_{max}

ตารางที่ 4.13 ชนิดของอินทรีย์วัตถุซึ่งถูกจำแนกโดยค่าดัชนีชนิดของคีโรเจน (Kerogen type index) (คัดลอกและดัดแปลงจาก Dai et al., 2008, Chen et al., 2011)

ชนิดของอินทรีย์วัตถุ (Type index, TI)	
ชนิดอินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์ (Sapropelic type (I))	>80
ชนิดอินทรีย์วัตถุแบบฮิวมิก-เลนอินทรีย์ (Humic-sapropelic type (II ₁))	40-80
ชนิดอินทรีย์วัตถุแบบเลนอินทรีย์-ฮิวมิก (Sapropelic-humic type (II ₂))	0-40
ชนิดอินทรีย์วัตถุแบบฮิวมิก (Humic type (III))	<0

ตารางที่ 4.14 ความสัมพันธ์ของดัชนีชนิดของคีโรเจน (Kerogen type index, TI) ของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่

ดัชนีชนิดของคีโรเจน (Type index, TI)					
ภาคตัดบ้านหนองไทร			ภาคตัดตาดใหญ่		
ตัวอย่าง	ชั้นหิน	ดัชนีชนิด (TI)	ตัวอย่าง	ชั้นหิน	ดัชนีชนิด (TI)
		ชนิด			ชนิด
A5G	20	69.0	T34-1	31	74.3
		II ₁			II ₁
A4G	18	74.5	T32-1	29	76.0
		II ₁			II ₁
A3G	16	72.0	T28-1	25	78.5
		II ₁			II ₁
A2G	14	75.5	T26-2	23	80.2
		II ₁			I
16G	10	66.2	T24-2	21	74.4
		II ₁			II ₁
13G	7	76.0	T20-1	17	77.3
		II ₁			II ₁
11G	5	80.8	T18-1	15	75.4
		I			II ₁
6G	3A	82.0	T14-2	11	68.4
		I			II ₁
5G	2	83.0	T10-1	7	69.0
		I			II ₁
			T7-1	5	74.5
					II ₁

4.3.1.4 ปริมาณและคุณภาพของอินทรีย์สาร

ปริมาณอินทรีย์สารสามารถนำเสนอในรูปแบบเชิงปริมาณของคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในปัจจุบัน (TOC_{pd} หรือ TOC) และคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในอดีต (TOC_0) โดย TOC ที่ใช้ในการประเมินศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมจะลดลงจากการที่ไฮโดรคาร์บอนถูกขับออกไป

4.3.1.4.1 ปริมาณของคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในปัจจุบัน

การวิเคราะห์หาปริมาณอินทรีย์สารนั้นมีความจำเป็นเพราะเป็นปัจจัยหนึ่งที่ควบคุมปริมาณของไฮโดรคาร์บอนที่ถูกขับออกจากแหล่งหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม โดยปริมาณอินทรีย์สารที่สูงกว่านั้นก็มักจะแสดงศักยภาพเป็นแหล่งหินต้นกำเนิดที่ดีกว่า Peter and Cassa (1994) ได้จำแนกค่า TOC ของหินดินดานออกเป็น 5 ระดับ และ Gehman (1962) ได้ชี้ให้เห็นว่าปริมาณอินทรีย์สารของหินดินดานนั้นมักจะมีค่าเป็นสี่เท่าของปริมาณอินทรีย์ในหินปูนที่จะให้ปริมาณไฮโดรคาร์บอนเท่ากัน (ตารางที่ 4.15) ผลการวิเคราะห์ค่า TOC พบว่าทั้งในภาคตัดบ้านหนองไทรและตาดใหญ่แสดงค่าของสารอินทรีย์คาร์บอนทั้งหมด (TOC) อยู่ในช่วงระหว่าง 1.90-7.06 % และ 4.67-10.09 ตามลำดับ โดยผลการศึกษาของกลุ่มตัวอย่างหินของภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นมีค่า TOC ที่บ่งชี้ว่าชั้นหินย่อยส่วนใหญ่มีศักยภาพในการเป็นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่ดีเยี่ยม แต่ก็มีบางชั้นที่จัดอยู่ในกลุ่มดีมาก เช่น ชั้นที่ 13 และ 19 (รูปที่ 4.53) ในขณะที่กลุ่มตัวอย่างหินของภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีค่า TOC ที่บ่งชี้ว่าสามารถเป็นแหล่งต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่ดีเยี่ยมทั้งหมด (รูปที่ 6.5) ดังนั้นจึงสามารถสรุปได้ว่าหินดินดานของทั้งสองพื้นที่ที่ศึกษานั้นเป็นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมที่อยู่ในระดับดีมากถึงดีเยี่ยม

Jarvie et al, (2007) ชี้ให้เห็นว่ามี 3 องค์ประกอบพื้นฐานที่ประกอบกันเป็นค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในหินต้นกำเนิดปิโตรเลียม ได้แก่ คาร์บอนอินทรีย์ในสารไฮโดรคาร์บอนที่ถูกเก็บกักไว้ (C_{HC}) คาร์บอนอินทรีย์ที่สามารถเปลี่ยนเป็นสารไฮโดรคาร์บอน (C_c) และคาร์บอนอินทรีย์ที่หลงเหลืออยู่ (C_r) พวกเขายังอธิบายอีกด้วยว่าหินต้นกำเนิดที่อยู่ในภาวะยังไม่ได้ที่นั้นจะมีค่า TOC ที่สูง ซึ่งมีลักษณะเช่นเดียวกันกับค่า S_2 โดยปริมาณของคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในปัจจุบัน (TOC_{pd}) ที่ภาวะการได้ที่ชั้นสูงด้วยความร้อนนั้นมักจะมีค่าลดลง นอกจากนี้ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ที่หลงเหลืออยู่ในสารไฮโดรคาร์บอนที่ถูกเก็บกักไว้ (C_{HC}) และคาร์บอนอินทรีย์ที่สามารถเปลี่ยนเป็นไฮโดรคาร์บอน (C_c) เมื่อมีการขับสารไฮโดรคาร์บอนออกไปแล้วหรือถูกทำการทดสอบ Rock-Eval Pyrolysis แล้วได้ S_1 และ S_2 ออกมานั้นจะเรียกว่า คาร์บอนอินทรีย์ที่หลงเหลือในปัจจุบัน (C_{rpd}) ทั้งนี้ปริมาณของคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในปัจจุบันของหินตัวอย่างจากพื้นที่ศึกษาทั้งสองแห่งนั้นยังคงสูงแต่ขาดศักยภาพในการที่จะขับสารไฮโดรคาร์บอนออกมาจากหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมยกเว้นตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร (ตารางที่ 4.11 และ 4.12)

4.3.1.4.2 ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในอดีต

ปริมาณคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในอดีต (TOC_o) นั้นมีความซับซ้อนในการตรวจสอบเนื่องจากภาวะการได้ที่ทางความร้อน ทั้งนี้การพิจารณาองค์ประกอบของคีโรเจนของ TOC จะช่วยให้เข้าใจการเปลี่ยนแปลงคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดที่ภาวะการได้ที่ขึ้นสูงได้ โดยปริมาณคาร์บอนอินทรีย์สารทั้งหมดในอดีตของแหล่งหินต้นกำเนิดสามารถนำมาคาดการณ์ปริมาณรวมของสารไฮโดรคาร์บอนที่จะเกิดขึ้นได้ (Jarvie et al., 2007) การตรวจสอบหาค่า TOC_o นั้นประกอบด้วยค่า HI_o ซึ่งเป็นค่าแรกที่สามารถคำนวณได้จากการศึกษาคีโรเจนทั้ง 4 ประเภท โดยใช้สมการของ Jarvie et al. (2007) ดังนี้

$$HI_o = \left(\frac{\%typeI}{100} \times 750 \right) + \left(\frac{\%typeII}{100} \times 450 \right) + \left(\frac{\%typeIII}{100} \times 125 \right) + \left(\frac{\%typeIV}{100} \times 50 \right) \quad (4.3)$$

สมการนี้ต้องมีการใช้ข้อมูลของเปอร์เซ็นต์มาซีรอล (Marceral) ของแหล่งหินต้นกำเนิดแสดงในตารางที่ 4.16 และ 4.17 ผลการคำนวณค่า HI_o ที่ได้จากตัวอย่างหินของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทร และตาดใหญ่พบว่ามีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 629.15-689.38 mg HC/g TOC (ตารางที่ 4.16) และ 637.28-679.38 mg HC/g TOC (ตารางที่ 4.17) โดยถ้ากำหนดให้คีโรเจนประเภทที่ 1 คิดเป็น 100 เปอร์เซ็นต์ แล้ว ค่า HI_o จะมีค่าเป็น 750 mg HC/g TOC ซึ่งค่าเหล่านี้สามารถเทียบเคียงได้กับค่าที่วัดได้จากภาวะได้ที่ขึ้นสูง

เมื่อใช้สมการของ Claypool (Peters et al., 2005; Jarvie et al., 2007; Kuchinskii et al., 2012) ค่าของอัตราส่วนการเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR) นั้นจะได้มาจากการเปลี่ยนแปลงค่า HI ในอดีตสู่ค่า HI ในปัจจุบัน (Espitalie et al., 1984; Pelet, 1985; Peters et al., 2006; Jarvie et al., 2007) โดยค่า TR นั้นสามารถคำนวณได้จากสมการ 4.4 ดังนี้

$$TR = 1 - \left[\frac{HI_{pd}(1200 - HI_o(1 - PI_o))}{HI_o(1200 - HI_{pd}(1 - PI_{pd}))} \right] \quad (4.4)$$

ผลการคำนวณค่าอัตราส่วนการเปลี่ยนแปลง (TR) ของแอ่งซัปพลูและแอ่งนาพอสองพบว่ามีค่า TR ของทั้งสองแอ่งมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 69.00 - 99.59% (ตารางที่ 4.16) และ 99.83 - 99.89% (ตารางที่ 4.17) ตามลำดับ ซึ่งเป็นค่าที่สูงอย่างมากและสามารถนำมาใช้ในประเมินเพื่ออธิบายถึงภาวะการได้ที่ทางความร้อนต่อไปได้

ส่วนการคำนวณค่า TOC_o จากตัวอย่างที่มีภาวะการได้ที่ขึ้นต่ำ ค่า HI_o และ TR_{HI} สามารถคำนวณได้โดยสมการ 4.5 (Peters et al., 2005; Jarvie et al., 2007; Kuchinskii et al., 2012)

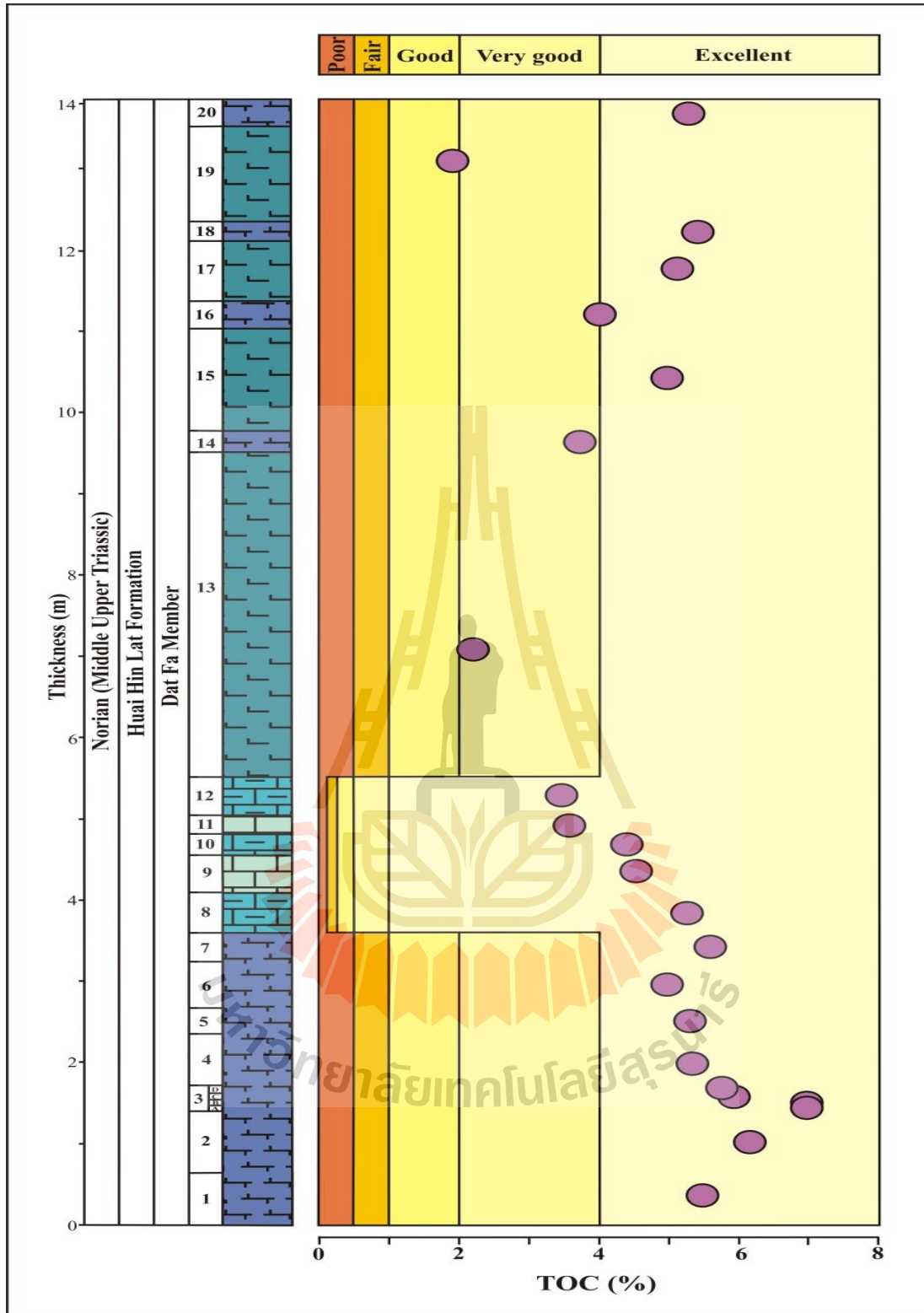
$$TOC_o = \frac{\left(HI_{pd} \right) \left(\frac{TOC_{pd}}{1+k} \right) (83.33)}{\left[\left(HI_o \right) (1 - TR_{HI}) \left(83.33 - \left(\frac{TOC_{pd}}{1+k} \right) \right) \right] - \left[HI_{pd} \left(\frac{TOC_{pd}}{1+k} \right) \right]} \quad (4.5)$$

โดยที่ค่า k คือผลคูณของค่า TR_{HI} กับค่า C_R และเป็นตัวแปรที่ใช้ในการปรับแก้ค่าในการที่สารอินทรีย์คาร์บอนที่จะถูกเพิ่มปริมาณคาร์บอนขึ้นมาในช่วงที่อยู่ในภาวะการได้ที่ขึ้นสูง (Burnham, 1989; Jarvie et al., 2007) โดยที่ค่า C_R นั้นคือค่าที่บ่งบอกการเพิ่มขึ้นของคาร์บอนที่ตกค้างซึ่งจะขึ้นอยู่กับประเภทของชีโรเจนคือ ประเภทที่ 1 ประเภทที่ 2 และประเภทที่ 3 จะมีค่า C_R เท่ากับ 50% 15% และ 0% ตามลำดับ

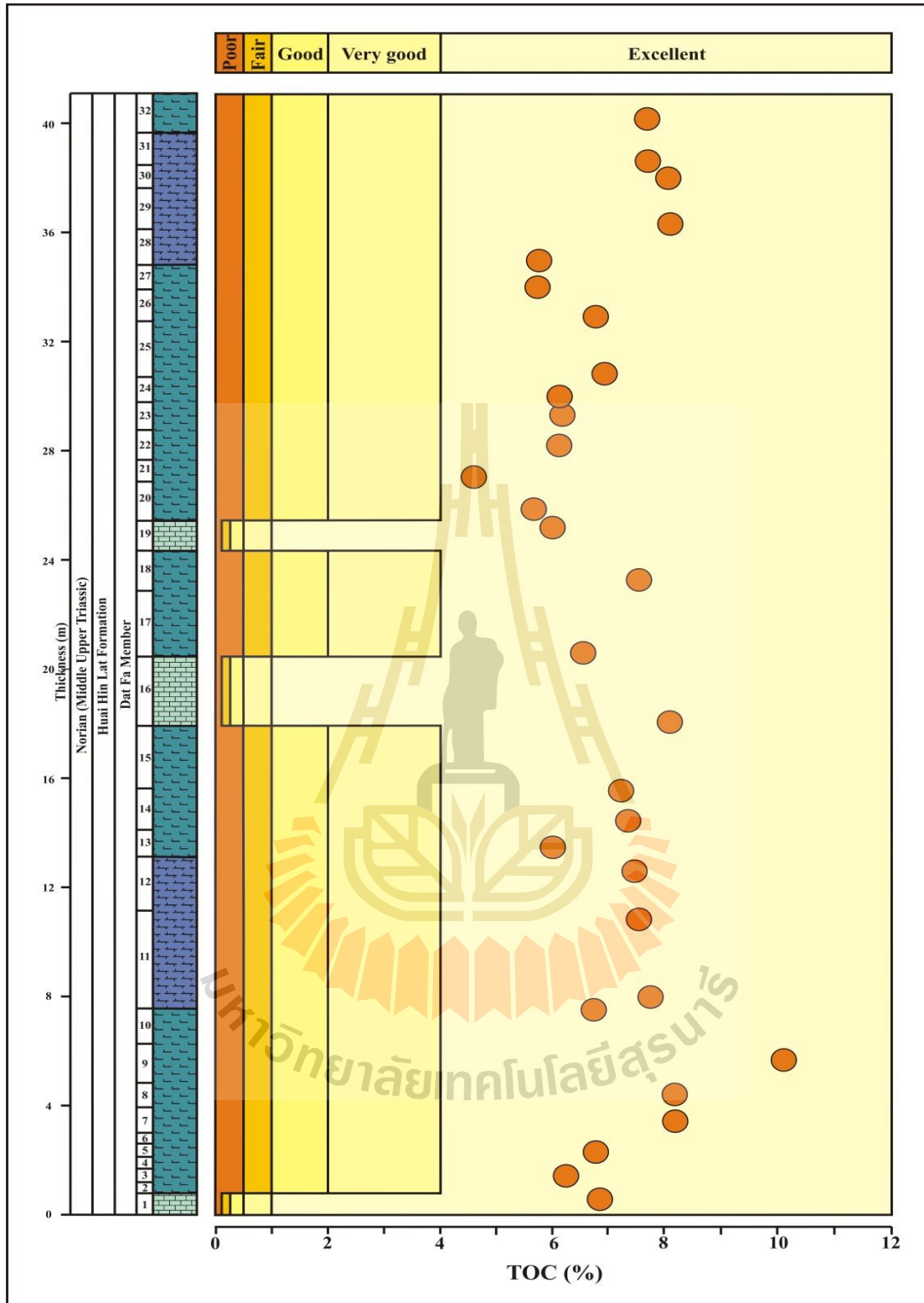
ค่า TOC_o ที่คำนวณได้จากตัวอย่างของพื้นที่การศึกษاب้านหนองไทรและตาดใหญ่ มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 5.13 - 10.74% (ตารางที่ 4.16) และ 7.81 - 14.86% (ตารางที่ 4.17) ตามลำดับ โดยค่า TOC_o นี้จะเพิ่มขึ้นประมาณ 57.21% เมื่อเทียบกับ TOC_{pd} จากตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร และเพิ่มสูงขึ้นถึง 76.92% เมื่อเทียบกับ TOC_{pd} จากตัวอย่างของภาคตัดตาดใหญ่ ค่า TOC_o ที่ถูกเปลี่ยนไปอย่างทีพบในปัจจุบันนั้นเกิดจากมีคาร์บอนที่รวมเข้ากับไฮโดรเจนและถูกขับออกจากแหล่งหินต้นกำเนิด การเปลี่ยนแปลงอย่างมากในปริมาณคาร์บอนนั้นเป็นผลกระทบมาจากภาวะการได้ที่จากความร้อนขึ้นสูง เมื่อทำการเปรียบเทียบกันระหว่างสองพื้นที่ศึกษาพบว่าพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่นั้นได้รับผลกระทบมากกว่าพื้นที่การศึกษاب้านหนองไทร

ตารางที่ 4.15 เกณฑ์ในการจำแนกศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมในตัวอย่างหินดินดานและหินปูน โดยใช้ค่าของคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) (คัดลอกและดัดแปลงจาก Gehman, 1962; Peter และ Cassa, 1994)

TOC (%)		ศักยภาพ
หินดินดาน	หินปูน	
< 0.5	< 0.12	แย่
0.5 - 1.0	0.12 - 0.25	ไม่ดี
1.0 - 2.0	0.25 - 0.50	ดี
2.0 - 4.0	0.50 - 1.0	ดีมาก
> 4.0	> 1.0	ยอดเยี่ยม



รูปที่ 4.52 ผลการจำแนกศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดบ้านหนองไทร โดยใช้ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)



รูปที่ 4.53 ผลการจำแนกศักยภาพของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดตาดใหญ่ โดยใช้ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC)

ตารางที่ 4.16 ค่าดัชนีไฮโดรเจนในอดีต (Original hydrogen index, HI_o) อัตราการเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR_{HI}) และค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในอดีต (Original total organic carbon, TOC_o) ของภาคตัดบ้านหนองไทร อำเภอซับพลู

ลำดับ	ตัวอย่าง	การวิเคราะห์คีโรเจน				HI_o	HI_{pd}	PI_o	PI_{pd}	TR	TOC_{pd} (%)	k ($TR_{HI} \times C_R$)	TOC_o (%)
		ชนิด 1	ชนิด 2	ชนิด 3	ชนิด 4								
1	A5G	82.3	0.0	17.3	0.3	639.03	65.90	0.02	0.0085	0.9479	5.326	0.4739	8.21
2	A4G	86.7	0.0	16.3	0.0	670.63	132.07	0.02	0.0056	0.9000	5.391	0.4500	8.44
3	A3-4G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.073	-	-
4	A3G	84.0	0.0	16.0	0.0	650.00	65.13	0.02	0.0149	0.9503	4.069	0.4752	6.18
5	A2-3G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.953	-	-
6	A2G	86.0	0.0	14.0	0.0	662.50	216.17	0.02	0.0222	0.8182	3.673	0.4091	5.13
7	16G	80.7	0.0	19.0	0.3	629.15	5.77	0.02	0.3810	0.9955	4.507	0.4978	6.93
8	13G	86.3	0.0	13.3	0.3	664.03	5.93	0.02	0.0833	0.9959	5.562	0.4979	9.41
9	11G	89.0	0.0	11.0	0.0	681.25	137.89	0.02	0.0068	0.8986	5.265	0.4493	8.34
10	10G	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.310	-	-
11	6G	89.7	0.0	10.3	0.0	685.63	344.87	0.02	0.0050	0.6900	6.933	0.3450	9.98
12	5G	90.3	0.0	9.7	0.0	689.38	59.03	0.02	0.0082	0.9607	6.149	0.4803	10.74
Avg		86.1	0.0	14.1	0.1	663.51	114.75	0.02	0.0595	0.9063	5.184	0.4532	8.15

หมายเหตุ: o = ในอดีต, pd = ปัจจุบัน, $PI_o = 0.02$, k = ค่าปรับแก้, C_R = คาร์บอนอินทรีย์ที่หลงเหลืออยู่เพิ่มขึ้นอันเนื่องมาจาก 50% ของคีโรเจนชนิดที่ 1 15% ของคีโรเจนชนิดที่ 2 และ 0% ของคีโรเจนชนิดที่ 3.

ตารางที่ 4.17 ค่าดัชนีไฮโดรเจนในอดีต (Original hydrogen index, HI_o) อัตราการเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR_{HI}) และค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในอดีต (Original total organic carbon, TOC_o) ของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง

ลำดับ	ตัวอย่าง	การวิเคราะห์ซีโรเจน				HI_o	HI_{pd}	PI_o	PI_{pd}	TR	TOC_{pd} (%)	k ($TR_{HI} \times C_R$)	TOC_o (%)
		ชนิด 1	ชนิด 2	ชนิด 3	ชนิด 4								
1	T34-1	85.3	0.0	14.7	0.0	658.13	1.80	0.02	0.0667	0.9987	7.78	0.4994	13.95
2	T32-1	86.3	0.0	13.7	0.0	664.38	1.60	0.02	0.0714	0.9989	8.10	0.4994	14.86
3	T28-1	87.7	0.0	12.3	0.0	673.13	2.02	0.02	0.0667	0.9986	6.93	0.4993	12.48
4	T26-2	88.7	0.0	11.3	0.0	679.38	1.94	0.02	0.0769	0.9987	6.19	0.4994	11.03
5	T24-2	86.7	0.0	16.0	0.3	670.40	2.36	0.02	0.0833	0.9984	4.67	0.4992	7.81
6	T20-1	87.0	0.0	13.0	0.0	668.75	1.84	0.02	0.0769	0.9987	6.52	0.4994	11.49
7	T18-1	86.0	0.0	13.7	0.3	662.28	2.07	0.02	0.1176	0.9986	7.23	0.4993	12.85
8	T14-2	82.0	0.0	17.7	0.3	637.28	2.21	0.02	0.1500	0.9983	7.70	0.4992	13.20
9	T10-1	82.3	0.0	17.3	0.3	639.03	2.20	0.02	0.0526	0.9983	8.17	0.4992	14.26
10	T7-1	86.7	0.0	16.3	0.0	670.63	2.37	0.02	0.0588	0.9984	6.74	0.4992	12.00
Avg		85.9	0.0	14.6	0.12	662.34	2.04	0.02	0.0821	0.9986	7.003	0.4993	12.39

หมายเหตุ: o = ในอดีต, pd = ปัจจุบัน, $PI_o = 0.02$, k = ค่าปรับแก้, C_R = คาร์บอนอินทรีย์ที่หลงเหลืออยู่ที่เพิ่มขึ้นอันเนื่องมาจาก 50% ของซีโรเจนชนิดที่ 1 15% ของซีโรเจนชนิดที่ 2 และ 0% ของซีโรเจนชนิดที่ 3.

4.3.1.5 ภาวะการได้ที่เนื่องด้วยความร้อน (Thermal maturity)

Vandenbroucke et al. (1999) ได้อธิบายว่าการแตกตัวเป็นคีโรเจนนั้นมีการเปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่องในช่วงที่ตะกอนถูกฝังตัว ทำให้เป็นโมเลกุลเล็กๆ และมีน้ำหนักเบาขึ้น โดยขั้นตอนนี้เป็นการเปลี่ยนแปลงทางจลนพลศาสตร์ (Kinematic) ซึ่งประกอบด้วย การเกิดกระบวนการไดอะเจเนซิส (Diagenesis) จนถึงกระบวนการเมทาเจเนซิส (Metagenesis).

กระบวนการไดอะเจเนซิส (Diagenesis) ที่เกิดขึ้นในระยะไม่กี่เมตรแรกที่ตะกอนถูกฝังจะเป็นการสูญเสียไนโตรเจนออกไป โดยไนโตรเจนส่วนใหญ่จะอยู่ในรูปของแอมโมเนีย (NH_3) โดยการจมตัวนี้จะต้องเกิดในช่วงอุณหภูมิที่ต่ำกว่า 70-80 องศาเซลเซียส และจะเกิดการสูญเสียออกซิเจนในรูปของน้ำ โมโนคาร์บอนและคาร์บอนไดออกไซด์ และสารประกอบออกซิเจนอื่น ๆ ในปริมาณที่จำกัด

ในช่วงของกระบวนการคะตะเจเนซิส (Catagenesis) ไฮโดรเจนเกือบทั้งหมดได้สูญเสียโดยความร้อนที่เพิ่มขึ้นตั้งแต่ 90 - 140 องศาเซลเซียส โดยพันธะคาร์บอน (C-C bonds) นั้นจะถูกทำลายภายในสารประกอบที่มีขั้ว (Polar compounds) และคีโรเจนที่ตกค้าง (Walters, 2006) เป็นผลให้ไฮโดรคาร์บอนจำนวนมากถูกขับออกมาในรูปของน้ำมันหนักจนถึงน้ำมันเบา คอนเดนเสทหรือก๊าซขึ้น

ในช่วงของกระบวนการเมทาเจเนซิส (Metagenesis) ซึ่งเป็นช่วงที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 150 องศาเซลเซียส ซึ่งเกิดขึ้นในที่ลึกนั้นจะมีเพียงมีเทนเท่านั้นที่ผลิตได้ โดยจะเป็นกลุ่มเมธิลที่แตกออกมาจากโครงสร้างอะโรมาติกที่มีความหนาแน่นสูง (Walters, 2006) ในภาวะการได้ที่ชั้นต่ำนั้นจะผลิตก๊าซไฮโดรคาร์บอนที่มีอัตราการไหลต่ำออกมา ในทางตรงกันข้ามก๊าซที่ผลิตออกมาและมีอัตราการไหลสูงนั้นจะเป็นผลมาจากภาวะการได้ที่ชั้นสูง

ภาวะการได้ที่นั้นจะบ่งชี้ถึงอุณหภูมิในอดีตสูงสุด (Maximum palaeotemperature) ของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมซึ่งเป็นตัวแปรทางธรณีเคมีที่สำคัญในการประเมินความเป็นไปได้ในการเกิดก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานที่มีอัตราการไหลสูง (Jarvie, 2004; Jarvie et al., 2007) ในการศึกษาครั้งนี้ได้ประยุกต์ผลจากการสังเกตด้วยตาเปล่า ผลการวิเคราะห์ทางธรณีเคมี ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ ค่า T_{\max} ค่าดัชนีการผลิต (PI) และค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงคีโรเจน เพื่อนำมาใช้ในการศึกษาผลกระทบจากอุณหภูมิต่อสภาวะการได้ที่ของหินต้นกำเนิดฯ จากตัวอย่างหินจากทั้งสองพื้นที่ศึกษา

4.3.1.5.1 ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์

(Vitrinite reflectance (R_o))

ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o) ถูกนำมาใช้ในปัจจุบันเพื่อช่วยนักธรณีวิทยาในการประเมินภาวะการได้ที่ของคีโรเจนที่สัมพันธ์กับระดับอุณหภูมิ ซึ่งจะให้ข้อมูลของลำดับและช่วงการให้ปิโตรเลียม การเก็บรักษาและการเสื่อมสภาพไปในหิน (Senftle และ Landis, 1991; McCarthy et al., 2011) ในระหว่างภาวะการได้ที่ในช่วงต้นนั้นค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์จะเริ่มมีการเปลี่ยนแปลงก่อนที่จะมีการเกิดไฮโดรคาร์บอนขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ (Waples และ Marzi, 1998) นอกจากนี้ T_{\max} ซึ่งมีส่วนเกี่ยวข้องกับภาวะการได้ที่ทาง

ความร้อนนั้นก็มีความเกี่ยวข้องอย่างมากกับค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ Jarvie et al. (2001) ได้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า T_{\max} และค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (R_o) ไว้ดังสมการ 4.6

$$R_o(eq) = 0.0180(T_{\max}) - 7.16 \quad (4.6)$$

ผลการศึกษาค่า T_{\max} ของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรและตาดใหญ่พบว่ามีความอยู่ในช่วงระหว่าง 443-451 องศาเซลเซียสและ 598-605 องศาเซลเซียสตามลำดับ เมื่อนำค่านวนค่า R_o ตามสมการที่ 4.6 พบว่าค่า R_o ที่คำนวณได้ (Calculated R_o) ของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรนั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.81-0.96 % (ตาราง 4.11) ในขณะที่ค่า R_o ที่คำนวณได้ของตัวอย่างหินจากพื้นที่ตาดใหญ่นั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 3.60-3.73% (ตาราง 4.12) ผลการศึกษายังพบอีกว่าค่า R_o ที่ได้จากการคำนวณของตัวอย่างบ้านหนองไทรนั้นแทบจะไม่แตกต่างจากค่า R_o ที่ได้จากการตรวจวัด ในขณะที่ค่าเฉลี่ยของ R_o จากการคำนวณและการวัด ของพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่นั้นมีค่าเท่ากับ 3.69% และ 1.74% ตามลำดับ ซึ่งการที่ค่า R_o ที่ได้จากการคำนวณมีค่าที่สูงกว่านั้นอาจจะเป็นเนื่องมาจากมีคาร์บอนที่หมดสภาพแล้ว (Dead carbons) อยู่มาก เป็นผลให้ต้องใช้ข้อมูลหุ้มีที่สูงกว่าถึงจะทำให้การเกิดไฮโดรคาร์บอนขึ้นได้ ในตัวอย่างที่เกินภาวะการได้ที่ไปแล้วนั้นค่า R_o จากการคำนวณโดยใช้ค่า T_{\max} และค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ทางศิลาวรรณานั้นจะมีค่าแตกต่างกันมาก แต่ถึงแม้ว่าค่า R_o จากการคำนวณและจากการวัด ค่าของตัวอย่างจากภาคตัดตาดใหญ่จะแตกต่างกันมาก ค่า R_o ที่ได้จากทั้งสองวิธีนี้ก็ยังคงนำมาใช้ในการประเมินผลของระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนได้อยู่

ลำดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนในการศึกษาครั้งนี้จะถูกจำแนกตามค่า R_o ดังแสดงในตารางที่ 4.18 ผลการศึกษาตัวอย่างหินส่วนใหญ่ที่นำมาศึกษาของภาคตัดบ้านหนองไทรพบว่าตัวอย่างที่นำมาศึกษานั้นอยู่ในช่วงภาวะการได้ที่สูงสุด ยกเว้นตัวอย่าง A2-3G (จากการวัด R_o) และ 10G (จากการคำนวณ R_o) ซึ่งอยู่ในช่วงระดับชั้นภาวะการได้ที่ตอนปลาย (รูปที่ 4.54A) ซึ่งอาจทำให้เกิดทั้งไฮโดรคาร์บอนเหลวและก๊าซบางชนิด

ส่วนตัวอย่างหินที่นำมาศึกษาของภาคตัดตาดใหญ่นั้นพบว่าถูกจัดอยู่ในกลุ่มหลังภาวะการได้ที่ทั้งจากการวัดและจากการคำนวณค่า R_o (รูปที่ 4.56A) ซึ่งจะให้เกิดไฮโดรคาร์บอนประเภทก๊าซ และยังพบว่าตัวอย่างหินของพื้นที่การศึกษาตาดใหญ่นั้นมีค่า R_o สูงกว่าตัวอย่างหินของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทร นอกจากนี้ผลการศึกษาพบว่าพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่ของแอ่งนาพอสองนั้นอาจได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงและการมุดตัวของเปลือกโลกมากกว่าบริเวณอื่น เนื่องจากพบความแตกต่างของค่า R_o ที่ค่อนข้างมาก และค่า R_o ของพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่แสดงให้เห็นว่าอยู่ในช่วงระดับชั้นภาวะการได้ที่ตอนปลาย (จากการวัด R_o) และหลังภาวะการได้ที่ (จากการคำนวณ R_o) อย่างไรก็ตามทั้งสองช่วงระยะนี้ก็ยังอาจเกิดไฮโดรคาร์บอนประเภทก๊าซได้

4.3.1.5.2 อุณหภูมิสูงสุด (Maximum temperature, T_{max})

ค่าของอุณหภูมิสูงสุด (T_{max}) ในที่นี้หมายถึงอุณหภูมิสูงสุดที่บันทึกไว้ที่จุดที่มีศักยภาพสูงสุดในการเกิดไฮโดรคาร์บอน ซึ่งแตกต่างกันไปโดยจะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของภาวะการได้ที่ทางความร้อนของอินทรีย์สาร (Tissot และ Espitalie, 1975) Bordenave (1993) ชี้ให้เห็นว่าภาวะการได้ที่ของอินทรีย์สารที่เหนียวแน่นมากและยากที่จะหลอมเหลวนั้นจะต้องใช้พลังงานกระตุ้น (อุณหภูมิ) สูงกว่า ค่า T_{max} นั้นสัมพันธ์กับจลศาสตร์ของการแตกของอินทรีย์สาร เช่น คีโรเจนประเภทที่ 1 และ 2 ซึ่งมีโครงสร้างโมเลกุลที่ค่อนข้างง่ายกว่าคีโรเจนประเภทที่ 3 ดังนั้นจึงต้องการพลังงานกระตุ้นและช่วงอุณหภูมิที่ต่ำกว่าในการทำให้เกิดการแตกตัว (Tissot และ Espitalie, 1975)

ในการศึกษาครั้งนี้ระดับขั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของตัวอย่างหินที่นำมาศึกษานั้นจะถูกจำแนกตามเกณฑ์ของค่า T_{max} ดังแสดงในตารางที่ 4.18

- โดยค่า T_{max} ที่มีค่าน้อยกว่า 435 องศาเซลเซียส นั้นแสดงถึงระดับขั้นภาวะการได้ที่อุณหภูมิช่วง 435-445 องศาเซลเซียส นั้นแสดงถึงช่วงระดับขั้นภาวะการได้ที่ตอนต้น
- ค่า T_{max} ที่อยู่ในอุณหภูมิช่วง 445-450 องศาเซลเซียส แสดงถึงช่วงระดับขั้นภาวะการได้ที่สูงที่สุด
- ค่า T_{max} ที่อยู่ในอุณหภูมิช่วง 450-470 องศาเซลเซียส แสดงถึงช่วงระดับขั้นภาวะการได้ที่ตอนปลายของขั้นตอนหลักๆ ในช่วงการเกิดน้ำมัน (Oil window)
- ค่า T_{max} ที่อยู่ในอุณหภูมิมากกว่า 470 องศาเซลเซียส ถือว่าอยู่ภายในช่วงการเกิดแก๊ส

ผลการศึกษาค่า T_{max} ของตัวอย่างหินจากภาคตัดบ้านหนองไทรพบว่ามีค่า T_{max} ที่อยู่ในอุณหภูมิช่วง 443-451 องศาเซลเซียส (ตารางที่ 4.11) และได้นำค่า T_{max} มาสร้างกราฟได้ดังแสดงไว้ในรูปที่ 4.54B โดยผลการศึกษาพบว่าจากค่า T_{max} ที่วิเคราะห์ได้นั้นมี 4 ตัวอย่าง ที่ถูกระบุว่าอยู่ในช่วงระดับขั้นภาวะการได้ที่ตอนต้น และอีก 6 ตัวอย่าง ถูกระบุว่าอยู่ในช่วงระดับขั้นภาวะการได้ที่สูงที่สุด ดังนั้นจึงสามารถสรุปได้ว่าหินตัวอย่างของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรนั้นอยู่ในช่วงของระดับขั้นภาวะการได้ที่สูงที่สุดที่มีการเกิดที่ผสมระหว่างน้ำมันและแก๊ส

ในขณะที่ตัวอย่างหินของพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่มีค่า T_{max} อยู่ในช่วงอุณหภูมิมระหว่าง 598-605 องศาเซลเซียส (ตาราง 4.12) ซึ่งถูกประเมินว่าอยู่ในช่วงภาวะหลังได้ที่ เนื่องจากพบว่าตัวอย่างทั้งหมดที่แสดงบนแผนภาพอยู่ในส่วนนี้ (รูปที่ 4.56B) และแสดงให้เห็นว่ามีค่า T_{max} ที่สูงกว่าของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรและจะมีการเกิดแก๊สแห้งที่มากกว่า การเกิดแก๊สที่สูงขึ้นนี้หมายถึงการขาดไฮโดรเจนและมีคาร์บอนที่เหลืออยู่มาก เป็นผลให้ต้องใช้พลังงานที่สูงขึ้นตามที่แสดงด้วยค่าของ T_{max} ที่สูงขึ้นด้วยเพื่อใช้ในการให้เกิดผลผลิต S_2 อย่างไรก็ตามก็ยังคงแสดงให้เห็นถึงศักยภาพของแหล่งหินต้นกำเนิดที่ยังหลงเหลืออยู่บ้าง

4.3.1.5.3 ค่าดัชนีการผลิต (Production index, PI)

ค่าดัชนีการผลิต (PI) เป็นดัชนีซึ่งใช้แสดงความสามารถในการผลิตสารไฮโดรคาร์บอนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมนั้นสามารถคำนวณได้จากสัดส่วนของ S_1 ต่อผลรวมของค่า S_1 และ S_2 ซึ่งส่วนใหญ่จะเพิ่มขึ้นเนื่องจากการแตกตัวของคีโรเจน เกณฑ์ในการจำแนกประเภทของระดับสถานะการได้ที่ทางความร้อนโดยใช้ค่าดัชนีการผลิต (PI) ในการศึกษาครั้งนี้ ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.18 โดยมีรายละเอียดดังนี้

- ค่า PI ที่น้อยกว่า 0.10 นั้นจะระบุให้อยู่ในช่วงระดับขั้นสถานะยังไม่ได้ที่
- ค่า PI ที่อยู่ในช่วงระหว่าง 0.10-0.25 จะระบุให้อยู่ในช่วงระดับขั้นสถานะการได้ที่ตอนต้น
- ค่า PI ที่อยู่ในช่วงระหว่าง 0.25-0.40 จะระบุให้อยู่ในช่วงระดับขั้นสถานะการได้ที่สูงสุด
- ค่า PI ที่สูงกว่า 0.40 จะระบุให้อยู่ในช่วงระดับขั้นสถานะการได้ที่ตอนปลาย

ผลการศึกษาพบว่าหินตัวอย่างของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรและตาดใหญ่มีค่า PI อยู่ในช่วง 0.0050-0.3810 และ 0.0526-0.1500 ตามลำดับ (ตารางที่ 4.11 และ 4.12) ซึ่งจากข้อมูลส่วนใหญ่ของทั้งสองพื้นที่ศึกษานี้ถือว่าอยู่ในช่วงระดับขั้นสถานะยังไม่ได้ที่ (รูปที่ 4.55A และ 4.57A) ซึ่งพบว่าไม่สอดคล้องกับดัชนีชี้วัดตัวอื่น คือปริมาณของไฮโดรคาร์บอน (S_1) ที่พบได้น้อย ปริมาณของไฮโดรคาร์บอนที่พบน้อยนั้นเป็นเพราะได้ถูกขับออกมาและเคลื่อนตัวออกจากแหล่งกักเก็บไปแล้ว

4.3.1.5.4 อัตราการเปลี่ยนแปลงของคีโรเจน

(Kerogen transformation ratio, TR)

Jarvie et al. (2007) ชี้ให้เห็นว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงคีโรเจน (TR) นั้นสามารถประเมินได้จากการตรวจวัดค่าการเปลี่ยนแปลงค่าผลผลิตของสารอินทรีย์ ระดับการเปลี่ยนแปลงของอินทรีย์สารสามารถประเมินได้จากการเปลี่ยนแปลงค่า TR ตั้งแต่ระดับขั้นสถานะการได้ที่ขั้นต่ำถึงสูง ค่า TR นั้นสามารถคำนวณได้จากสมการ 4.4 ดังได้กล่าวถึงไว้แล้ว

การจำแนกประเภทของระดับขั้นสถานะการได้ที่ทางความร้อนโดยใช้ค่า TR ในการศึกษาครั้งนี้ ได้ใช้เกณฑ์ของ Jarvie et al. (2007) ดังแสดงไว้ในตารางที่ 6.8 โดยมีระดับการจำแนกดังนี้

- ค่า TR อยู่ในช่วงระหว่าง 0.0-50.0 %TR แสดงถึงสถานะการได้ที่ให้น้ำมัน
- ค่า TR อยู่ในช่วงระหว่าง 50-80 %TR แสดงถึงสถานะการได้ที่ที่น้ำมันและก๊าซผสมกัน
- ค่า TR อยู่ในช่วงระหว่าง 80-90%TR แสดงถึงสถานะการได้ที่ที่เกิดก๊าซได้เร็วที่สุด
- ค่า TR ที่มีค่ามากกว่า 90 %TR แสดงถึงสถานะการได้ที่ในช่วงที่เกิดก๊าซแห้ง

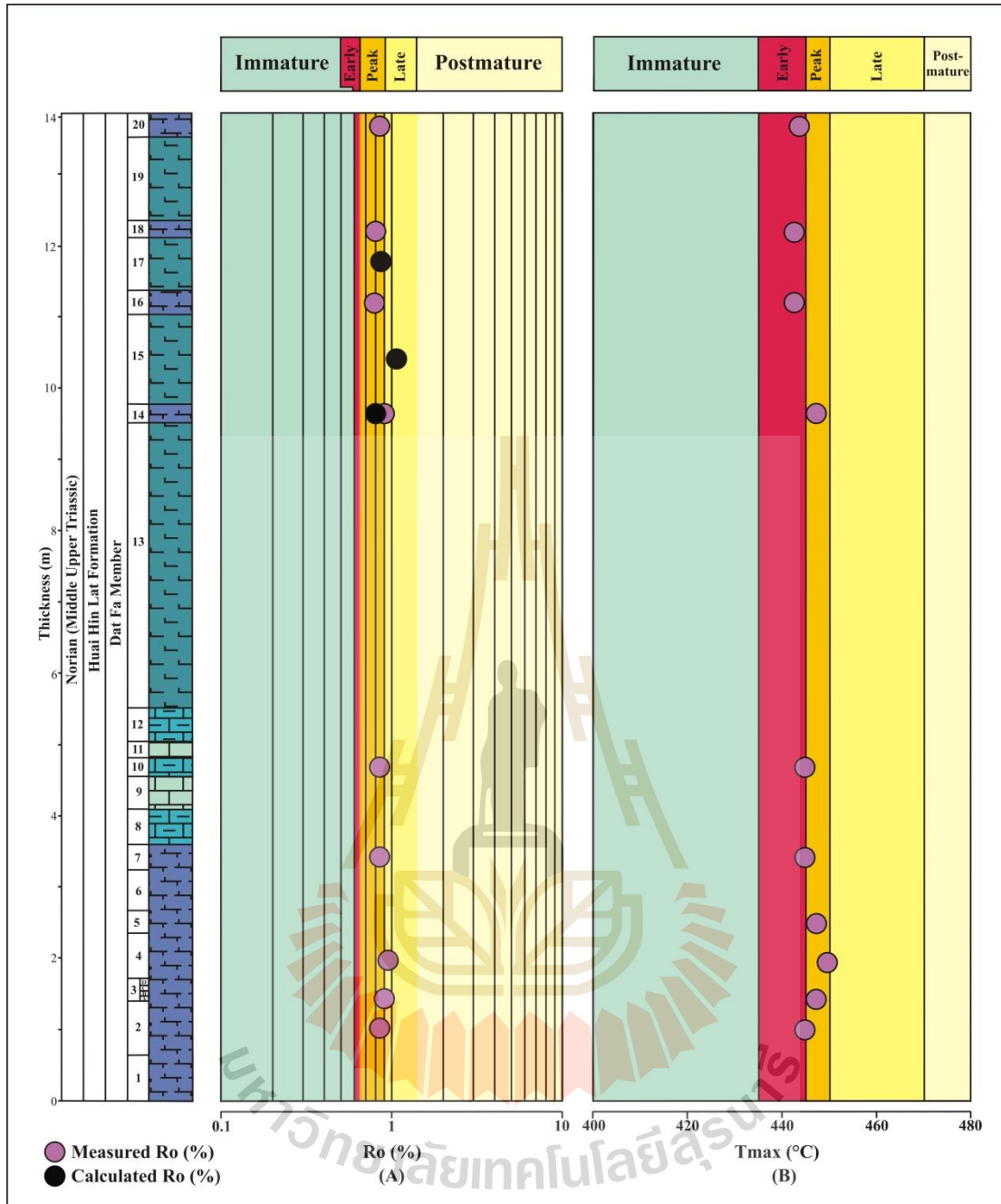
ในการศึกษาครั้งนี้พบว่าค่า TR ของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรและตาดใหญ่นั้นมีการเปลี่ยนแปลงจาก 69.00% เป็น 99.59% (ตาราง 4.16) และ 99.83% เป็น 99.89% (ตารางที่ 4.17) ตามลำดับ โดยมากค่า TR ของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรนั้นแสดงให้เห็นว่าเป็นสถานะการได้ที่ที่ให้ผลผลิตผสมกันระหว่างก๊าซชื้นและแห้ง (รูปที่ 4.55B) ส่วนของพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่นั้นแสดงให้เห็นว่าเป็น

ภาวะการได้ที่ในช่วงที่ให้ก๊าซแห้ง (รูปที่ 4.57B) ซึ่งก็มีความสอดคล้องกับการจำแนกด้วยตัวแปรดัชนีอื่น ๆ ด้วย

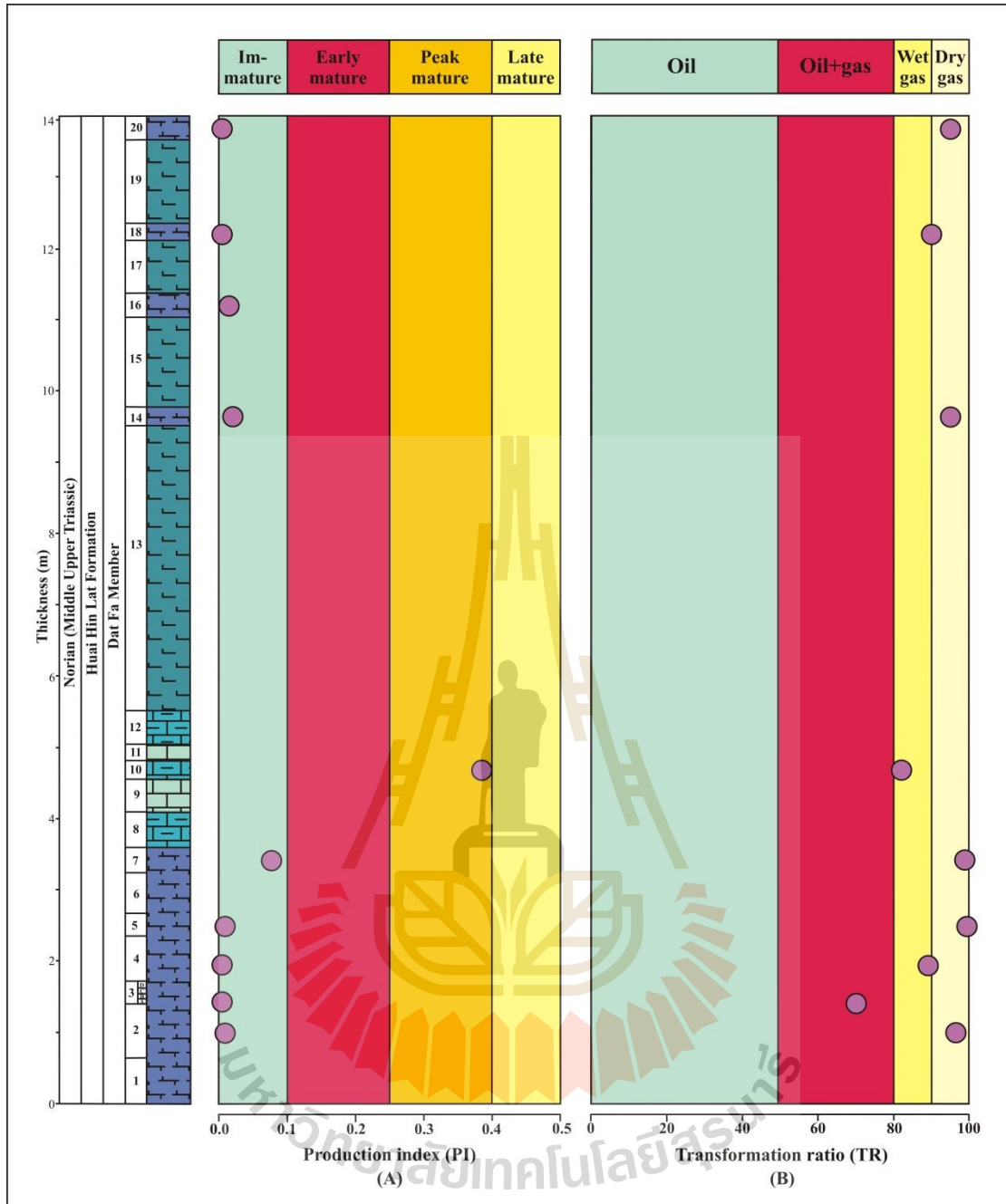
ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (R_o) ค่า T_{max} ค่า PI และค่า TR นั้นเป็นกุญแจสำคัญในการบ่งบอกถึงอุณหภูมิในอดีต (Palaeotemperature) อย่างไรก็ตามข้อมูลเหล่านี้ก็ยังไม่สามารถอธิบายระดับขั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนที่ชัดเจนได้ โดยที่ค่า PI ไม่ได้ถูกนำมาใช้ในการตีความร่วมด้วยเนื่องจากค่า PI ที่วิเคราะห์ได้จากทั้งสองพื้นที่ศึกษานั้นถือว่าอยู่ในภาวะยังไม่ได้ที่ แต่พบว่าตัวอย่างหินของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรนั้นแสดงให้เห็นถึงภาวะการได้ที่ขั้นสูงเมื่อพิจารณาจากค่า R_o และ T_{max} และค่า TR ของตัวอย่างหินที่นำมาศึกษาแสดงให้เห็นว่ามีภาวะการได้ที่ตั้งแต่ช่วงการให้ก๊าซเริ่มแรกจนถึงก๊าซแห้ง ส่วนตัวอย่างหินจากพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่จนถึงแม้ว่าค่า R_o จากการวัดจะบ่งชี้ว่าอยู่ในช่วงระดับขั้นภาวะการได้ที่ตอนปลาย แต่ค่า R_o จากการคำนวณได้แสดงถึงระดับขั้นภาวะหลังการได้ที่ไปแล้ว แต่ทั้งสองช่วงระยะก็ยังคงให้ก๊าซได้อยู่ สำหรับภาวะหลังการได้ที่นี้สอดคล้องกับการจำแนกโดยใช้ค่า T_{max} และค่า TR ซึ่งระบุว่าในช่วงที่ก๊าซแห้งถูกผลิตขึ้นตลอดช่วงนี้เนื่องจากอุณหภูมิที่สูง

ตารางที่ 4.18 เกณฑ์การจำแนกระดับขั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนโดยใช้ค่าอุณหภูมิสูงสุด (T_{max}) ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o) ค่าดัชนีการผลิต (Production index, PI) (คัดลอกจาก Peters และ Cassa, 1994; Espitalié และ Bordenave, 1993; Bacon et al., 2000) และค่าอัตราการผลิตเปลี่ยนแปลง (Transformation ratio, TR) (คัดลอกจาก Jarvie et al., 2005, 2007)

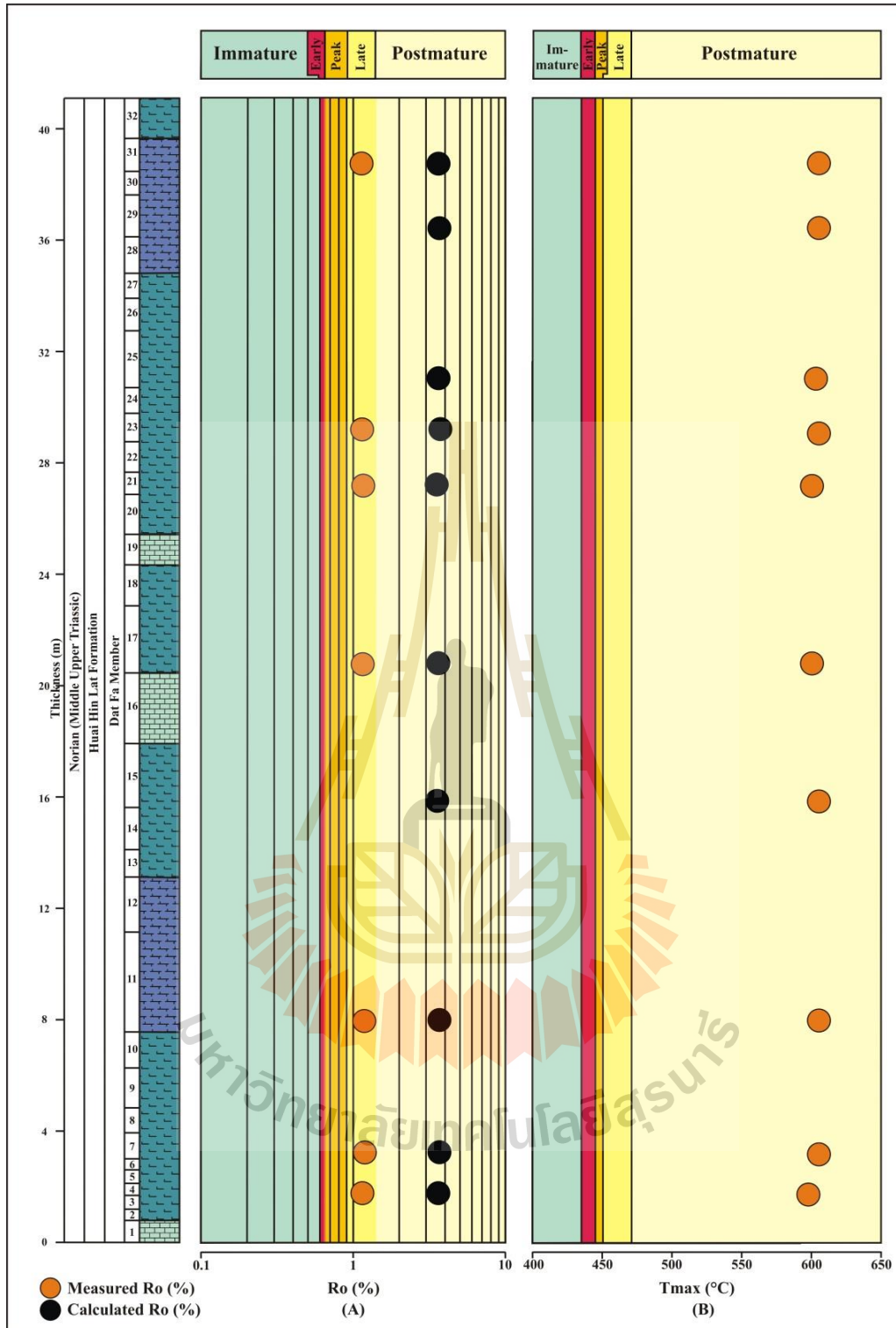
ระดับขั้นภาวะการได้ที่ด้วยความร้อน		T_{max}	R_o (%)	(PI)	TR	
ภาวะยังไม่ได้ที่		< 435	< 0.60	< 0.10	-	
ภาวะได้ที่	ตอนต้น	435 - 445	0.60 - 0.65	0.10 - 0.25	น้ำมัน	0 - 50 %
	สูงสุด	445 - 450	0.65 - 0.90	0.25 - 0.40	น้ำมันและก๊าซ	50 - 80 %
	ตอนปลาย	450 - 470	0.90 - 1.35	> 0.40	ก๊าซขึ้น	80 - 90 %
ภาวะหลังการได้ที่		> 470	> 1.35	-	ก๊าซแห้ง	> 90 %



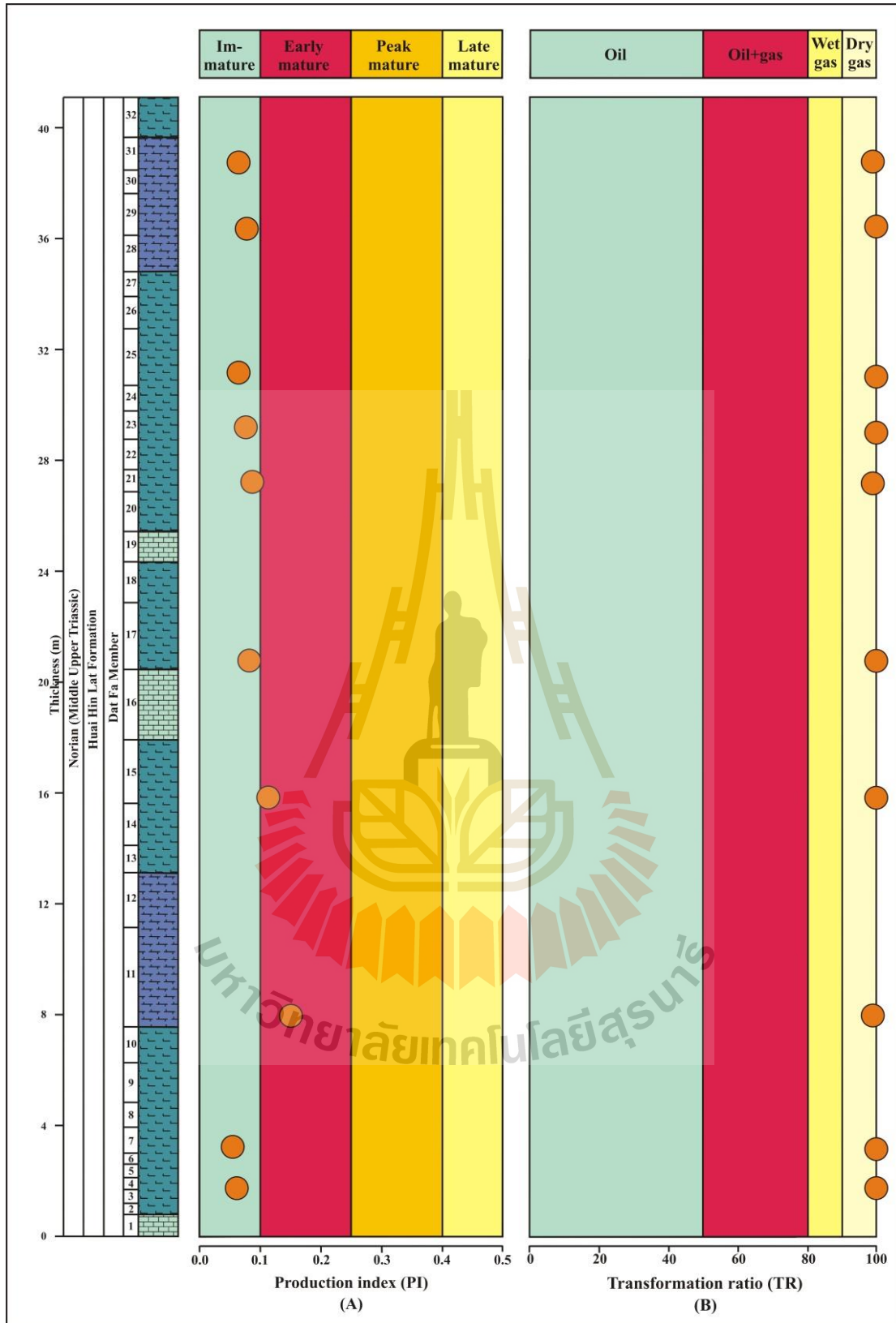
รูปที่ 4.54 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (R_o) (สีม่วง คือค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ สีดำ คือ ค่าที่ได้จากการคำนวณจาก T_{max} (B) ค่าอุณหภูมิสูงสุด (T_{max} , °C)



รูปที่ 4.55 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ดัชนีการผลิต (PI) และ (B) อัตราการเปลี่ยนแปลง (TR)



รูปที่ 4.56 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนท์ (R_o) (สีส้ม คือ ค่าที่ได้จากการวิเคราะห์ สีดำ คือ ค่าที่ได้จากการคำนวณจาก T_{max}) (B) ค่าอุณหภูมิสูงสุด (T_{max} , °C)



รูปที่ 4.57 ระดับชั้นภาวะการได้ที่ทางความร้อนของหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่ง นานาพอสอง ซึ่งถูกประเมินโดยใช้ค่า (A) ดัชนีการผลิต (PI) และ (B) อัตราการเปลี่ยนแปลง (TR)

4.3.1.6 ปริมาณของสารไฮโดรคาร์บอนจากหินต้นกำเนิด

Jarvie et al. (2007) ชี้ให้เห็นผลของกระบวนการที่แตกต่างกันสามประการของก๊าซธรรมชาติที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิภายในหินดินดาน คือ การสลายตัวของคีโรเจนไปเป็นก๊าซและบิทูเมน (Bitumen) ในการสลายตัวของบิทูเมนเป็นน้ำมันและก๊าซนั้นเป็นการสลายตัวของน้ำมันไปเป็นก๊าซและไพโรบิทูเมน โดยปริมาณการให้ไฮโดรคาร์บอน (S_2) นั้นถูกใช้เพื่ออธิบายถึงศักยภาพการผลิตที่เหลืออยู่หรือในปัจจุบัน ปริมาณไฮโดรคาร์บอนจากกระบวนการไพโรไลซิสสามารถเกิดขึ้นได้ถึง 931.86 mcf/ac-ft (ตาราง 4.11) ของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทร และ 18.65 mcf/ac-ft (ตาราง 4.12) ของพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่ แม้ว่าพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรจะมีศักยภาพที่สูงกว่าแต่ก็ยังไม่สูงมากพอ ผลการศึกษานี้สอดคล้องกับค่าของ S_1 ที่บ่งบอกถึงการมีก๊าซที่มีปริมาณต่ำในหิน โดยมีค่าเป็น 10.64 mcf/ac-ft และ 1.71 mcf/ac-ft ดังแสดงไว้ในตารางที่ 4.11 และ 4.12

หินดินดานของทั้งสองพื้นที่ศึกษาสามารถให้ไฮโดรคาร์บอนและสามารถคำนวณปริมาณไฮโดรคาร์บอนที่จะเกิดขึ้นได้โดยใช้สมการของ Schmoker (1994) สมการนี้เกี่ยวข้องกับศักยภาพการผลิตปัจจุบัน (เหลืออยู่) S_2 และการคำนวณศักยภาพดั้งเดิม (S_{2o}) โดยที่ศักยภาพในการผลิตปัจจุบันนั้นสามารถตรวจพบได้จากผลการทำไพโรไลซิส (ตารางที่ 4.11 และ 4.12) แต่ศักยภาพการผลิตดั้งเดิมควรคำนวณย้อนกลับร่วมกับสูตร TOC_o และ HI_o (Peters et al., 2005; Jarvie, 2007) ค่าศักยภาพดั้งเดิม (S_{2o}) นั้นสามารถคำนวณได้จากสมการที่ 4.7

$$S_{2o} = \left(\frac{HI_o \times TOC_o}{100} \right) \quad (4.7)$$

ตามสมการที่ 4.7 นั้น ค่า HI_o และ TOC_o ของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทร มีค่าเป็น 5.13-10.74 องศาเซลเซียส และ 629.15-689.38 mgHC/gTOC และของพื้นที่ศึกษาตาดใหญ่มีค่าเป็น 7.81-14.86 องศาเซลเซียส และ 637.28-679.38 mgHC/gTOC ตามลำดับ ดังได้แสดงไว้ในตารางที่ 4.16 และ 4.17 ผลการศึกษาศักยภาพการผลิตดั้งเดิมของพื้นที่ศึกษาบ้านหนองไทรและตาดใหญ่พบว่าค่า S_{2o} อยู่ในช่วงระหว่าง 33.99-74.04 mg/g rock (ตารางที่ 4.19) และ 52.36-98.73 mg/g rock (ตารางที่ 4.20) ตามลำดับ

สำหรับปริมาณไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้น (Generated hydrocarbon) นั้นสามารถคำนวณได้โดยใช้สมการที่ได้จากการเปลี่ยนค่าของศักยภาพการผลิตดั้งเดิม (S_{2o}) ไปสู่เป็นศักยภาพการผลิตปัจจุบันหรือเหลืออยู่ (Remaining potential, S_2) โดยใช้ความสัมพันธ์ดังสมการที่ 4.8

$$\text{Generated hydrocarbon} = \text{Original} \cdot \text{potential}(S_{2o}) - \text{Remaining potential}(S_2) \quad (4.8)$$

เมื่อพิจารณาจากค่า S_{20} และ S_2 ของทั้งสองพื้นที่ศึกษาพบว่าปริมาณไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้นนั้นมีค่าดังที่แสดงในตารางที่ 4.19 และ 4.20 ซึ่งพบว่าภาคตัดบ้านหนองไทรมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 26.05-70.41 mg/g rock และภาคตัดตาดใหญ่มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 52.25-98.60 mg/g rock ตามลำดับ ปริมาณของสารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้นนั้นสามารถแปลงไปเป็นปริมาณสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมด (Hydrocarbon yield) ได้ โดยใช้ตัวแปรการแปลงค่า (Converting factor) ที่มีค่าเท่ากับ 131.34 (mcf/ac-ft) ซึ่งจากผลการศึกษาพบว่าปริมาณสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมดของภาคตัดบ้านหนองไทรและตาดใหญ่มีค่าเท่ากับ 6,309.51 mcf/ac-ft (ตารางที่ 4.19) และ 10,604.90 mcf/ac-ft (ตาราง 4.20) ตามลำดับ ดังนั้นเมื่อนำผลการศึกษามาเปรียบเทียบกันพบว่าภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีค่าปริมาณสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมดสูงกว่าภาคตัดบ้านหนองไทร ซึ่งสารไฮโดรคาร์บอนดังกล่าวนี้จะสามารถถูกขับออกจากชั้นหินได้เป็นอย่างดีอีกด้วย

ตารางที่ 4.19 ค่าศักยภาพสารไฮโดรคาร์บอนในอดีตที่ได้จากการคำนวณ (S_{20}) สารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้น และสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมดโดยเฉลี่ยของภาคตัดบ้านหนองไทร แอ่งซับพลู

ลำดับที่	ตัวอย่าง	HI ₀ (mgHC/gTOC)	TOC ₀ (%)	S_{20}	S_2	ไฮโดรคาร์บอน ที่เกิดขึ้น	ไฮโดรคาร์บอน ทั้งหมด (mcf/ac-ft)
1	A5G	639.03	8.21	52.46	3.51	48.95	6,429.67
2	A4G	670.63	8.44	56.60	7.12	49.48	6,498.86
3	A3-4G	-	-	-	-	-	-
4	A3G	650	6.18	40.17	2.65	37.52	4,927.88
5	A2-3G	-	-	-	-	-	-
6	A2G	662.5	5.13	33.99	7.94	26.05	3,420.91
7	16G	629.15	6.93	43.60	0.26	43.34	5,692.29
8	13G	664.03	9.41	62.49	0.33	62.16	8,163.47
9	11G	681.25	8.34	56.82	7.26	49.56	6,508.72
10	10G	-	-	-	14.34	-	-
11	6G	685.63	9.98	68.43	23.91	44.52	5,846.71
12	5G	689.38	10.74	74.04	3.63	70.41	9,247.57
เฉลี่ย		663.51	8.15	54.08	6.29	47.79	6,309.51

หมายเหตุ: ไฮโดรคาร์บอนทั้งหมด (Hydrocarbon yields) (mcf/ac-ft) = (S_{20} - S_2)×131.34

ตารางที่ 4.20 ค่าศักยภาพสารไฮโดรคาร์บอนในอดีตที่ได้จากการคำนวณ (S_{20}) สารไฮโดรคาร์บอนที่เกิดขึ้น และสารไฮโดรคาร์บอนทั้งหมดโดยเฉลี่ยของภาคตัดตาดใหญ่ แอ่งนาพอสอง

ลำดับที่	ตัวอย่าง	HI _o (mgHC/gTOC)	TOC _o (%)	S ₂₀	S ₂	ไฮโดรคาร์บอน ที่เกิดขึ้น	ไฮโดรคาร์บอน ทั้งหมด
						(mg/g rock)	
1	T34-1	658.13	13.95	91.81	0.14	91.67	12,039.82
2	T32-1	664.38	14.86	98.73	0.13	98.60	12,949.71
3	T28-1	673.13	12.48	84.01	0.14	83.87	11,015.04
4	T26-2	679.38	11.03	74.94	0.12	74.82	9,826.28
5	T24-2	670.40	7.81	52.36	0.11	52.25	6,862.28
6	T20-1	668.75	11.49	76.84	0.12	76.72	10,076.32
7	T18-1	662.28	12.85	85.10	0.15	84.95	11,157.72
8	T14-2	637.28	13.20	84.12	0.17	83.95	11,026.12
9	T10-1	639.03	14.26	91.13	0.18	90.95	11,944.81
10	T7-1	670.63	12.00	80.48	0.16	80.32	10,548.65
Average		662.34	12.39	81.95	0.14	81.81	10,604.90

หมายเหตุ: ไฮโดรคาร์บอนทั้งหมด (Hydrocarbon yields) (mcf/ac-ft) = $(S_{20}-S_2) \times 131.34$

4.3.1.7 การประเมินก๊าซธรรมชาติแบบปกติ

(Evaluation of conventional gas potential)

ปริมาณของไฮโดรคาร์บอนของภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นแสดงค่าที่สูงและสูงมากในภาคตัดตาดใหญ่ โดยทั้งภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่มีปริมาณอินทรีย์สารประเภท 1 และ 2₁ โดยมีค่าเฉลี่ยของการเปลี่ยนเป็นน้ำมันเท่ากับ 4.86% TOC และ 7.03% TOC ตามลำดับ โดยผลการประเมินภาวะการได้ที่ทางความร้อนนั้นพบว่าอยู่ในช่วงภาวะการได้ที่ขั้นสูงสุด (Peak) และภาวะหลังได้ที่ (Post mature) ซึ่งน้ำมันส่วนใหญ่จะเปลี่ยนเป็นก๊าซ ผลการคำนวณศักยภาพการผลิตดั้งเดิมโดยใช้ค่าของ S₂₀ และ S₂ พบว่าภาคตัดบ้านหนองไทรมีค่าเท่ากับ 6,309.51 mcf/ac-ft และของภาคตัดตาดใหญ่มีค่าเท่ากับ 10,604.90 mcf/ac-ft ตามลำดับ

ภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีค่าเฉลี่ย HI_{pd} (114.75 และ 2.04 mg HC/g TOC) และค่าเฉลี่ย PI (0.0595 และ 0.0821) ซึ่งต่ำมากอันเนื่องจากการที่มีค่า S₂ ที่ค่อนข้างต่ำ ซึ่งค่าของ S₂ ที่ต่ำนั้นเป็นผลมาจากภาวะการได้ที่ทางความร้อนที่สูงซึ่งบ่งชี้ได้ว่ามีศักยภาพการผลิตปัจจุบัน (Present potential) ที่ต่ำ สารอินทรีย์ในหินต้นกำเนิดเกิดการแตกตัวและได้ถูกขับออกไปแล้วซึ่ง

บ่งชี้ได้จากค่าที่สูงของ S_1 และในทางตรงกันข้ามถ้าค่า S_1 (Free hydrocarbon) นั้นมีค่าที่ต่ำอาจจะเนื่องมาจากไฮโดรคาร์บอนอิสระนั้นได้มีการเคลื่อนตัวไปยังแหล่งกักเก็บอื่น ๆ ที่อยู่ติดกันไปแล้ว

อย่างไรก็ตามภาคตัดทั้งสองนั้นมีศักยภาพสูงในการที่จะเป็นแหล่งหินต้นกำเนิดก๊าซธรรมชาติ สารไฮโดรคาร์บอนส่วนใหญ่ในชั้นหินดินดานได้มีการเคลื่อนที่ออกไปจากที่เคยสะสมตัวอยู่ตั้งแต่ตอนแรก เราสามารถติดตามทิศทางการเคลื่อนตัวไปและบริเวณที่สะสมตัวของก๊าซเหล่านี้ได้ ซึ่งก็พบว่าก๊าซเหล่านี้ไม่ได้สะสมตัวอยู่ในชั้นหินทรายที่อยู่ข้างบน ซึ่ง Booth (1998) ได้ตีพิมพ์ว่าไม่มีการแสดงร่องรอยและการสะสมตัวของสารไฮโดรคาร์บอนในชั้นหินทรายที่อยู่เหนือกลุ่มหินภูมินารายณ์ (หมวดหินห้วยหินลาด) ในหลุมดงมูล 1 (Dong Mun-1) นอกจากนี้ Booth (1998) ยังได้อธิบายว่าที่บริเวณส่วนล่างของชั้นหินทรายที่วางตัวอยู่ข้างบนนั้นมีชั้นหินดินดานแทรกอยู่และทำหน้าที่เป็นชั้นหินปิดกั้นที่ดีที่อยู่ด้านบน ดังนั้นชั้นหินดินดานดังกล่าวจึงปิดกั้นไม่ให้ก๊าซที่เกิดขึ้นมาจากด้านล่างนั้นไหลผ่านไปยังหินทรายที่อยู่ด้านบนได้ แต่ยอมให้เคลื่อนที่ผ่านได้ในทิศทางอื่น ๆ ที่เหมาะสมมากกว่า โดยหมวดหินผานกเค้า (Pha Nok Khao Formation) ที่วางตัวอยู่ข้างเคียงที่มีช่องว่างมากขึ้นจากกระบวนการเปลี่ยนแปลงเป็นโดโลไมต์ (Dolomitization) อาจจะเป็นที่สะสมตัวของสารไฮโดรคาร์บอนเหล่านี้ได้และกลายเป็นแหล่งผลิตหลักของแหล่งก๊าซธรรมชาติดงมูล (Dong Mun gas field) ซึ่งคล้ายกับแหล่งก๊าซธรรมชาติน้ำพอง (Nam Phong gas field) และแหล่งก๊าซธรรมชาติสินภูฮ่อม (Sin Phu Horm gas field)

4.3.2 การประเมินก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดาน (Shale gas evaluation)

ก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานนั้นถูกคาดการณ์ว่าจะกลายเป็นแหล่งพลังงานระยะยาวในอนาคต (Slatt and O'Brien, 2011) ในพื้นที่ราบสูงโคราชนั้นยังถูกคาดการณ์ว่าจะมีศักยภาพในการเกิดก๊าซจากชั้นหินดินดานโดยเฉพาะจากหมวดหินห้วยหินลาดและศักยภาพของการเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติแบบพิเศษ (Unconventional shale gas) ควรได้รับการการศึกษาและประเมินเพื่อการพัฒนาให้เป็นแหล่งพลังงานสำรองที่มีปริมาณสูงต่อไป

สารไฮโดรคาร์บอนอิสระที่แสดงในค่าของ S_1 อาจไม่สามารถเคลื่อนตัวไปยังแหล่งกักเก็บแบบทุติยภูมิที่อยู่ใกล้ ๆ ได้ จึงอาจจะยังคงติดอยู่ในชั้นหินที่เป็นแหล่งหินต้นกำเนิดเองก็เป็นได้ (In-situ reservoir) และยังสามารถให้ก๊าซที่มีปริมาณสูงเหมือนกับก๊าซจากชั้นหินกักเก็บประเภทอื่น ๆ ได้ในพื้นที่ที่มีก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานนั้นสามารถพัฒนาเป็นแหล่งผลิตเชิงพาณิชย์ได้แต่จะต้องทำการประเมินศักยภาพด้านหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและหินกักเก็บปิโตรเลียมให้ครบถ้วน รวมถึงการประเมินด้านความเสี่ยงของข้อมูลหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและข้อมูลหินกักเก็บปิโตรเลียมด้วย

4.3.2.1 การประเมินความเสี่ยงจากข้อมูลหินต้นกำเนิด

การศึกษาความเสี่ยงของการประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมถูกพัฒนามาจาก Jarvie et al. (2005) ซึ่งเป็นวิธีที่ง่ายโดยใช้ในการเปรียบเทียบพารามิเตอร์ต่าง ๆ และสามารถประยุกต์ใช้ในการประเมินทางด้านเศรษฐศาสตร์ได้อีกด้วย

การประเมินก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานในการศึกษาครั้งนี้ได้ใช้การพิจารณาจาก อุณหภูมิสูงสุด (T_{max}) ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (Vitrinite reflectance, R_o) ค่าดัชนีการผลิต (PI) ค่าอัตราส่วนการเปลี่ยน (TR) ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ความหนาของชั้นหินดินดานและ ประเภทของอินทรีย์สาร ในการศึกษาครั้งนี้ความเสี่ยงที่ตีนั้นจะหมายถึงสถานะที่สามารถผลิตก๊าซ ไฮโดรคาร์บอนได้ดังแสดงในตารางที่ 4.21 ข้อมูลความเสี่ยงที่ไม่ดีจะถูกพล็อตและแสดงไว้ในพื้นที่ที่เป็นสีเหลือง (รูปที่ 4.58A) ในกรณีของพารามิเตอร์ที่ถูกพล็อตได้ในบริเวณนี้จะหมายถึงชั้นหินดินดานที่ไม่มีศักยภาพ ชั้นหินดินดานที่มีศักยภาพนั้นควรจะถูกล็อตในพื้นที่วงปิดขนาดใหญ่ (สีเหลืองอ่อน)

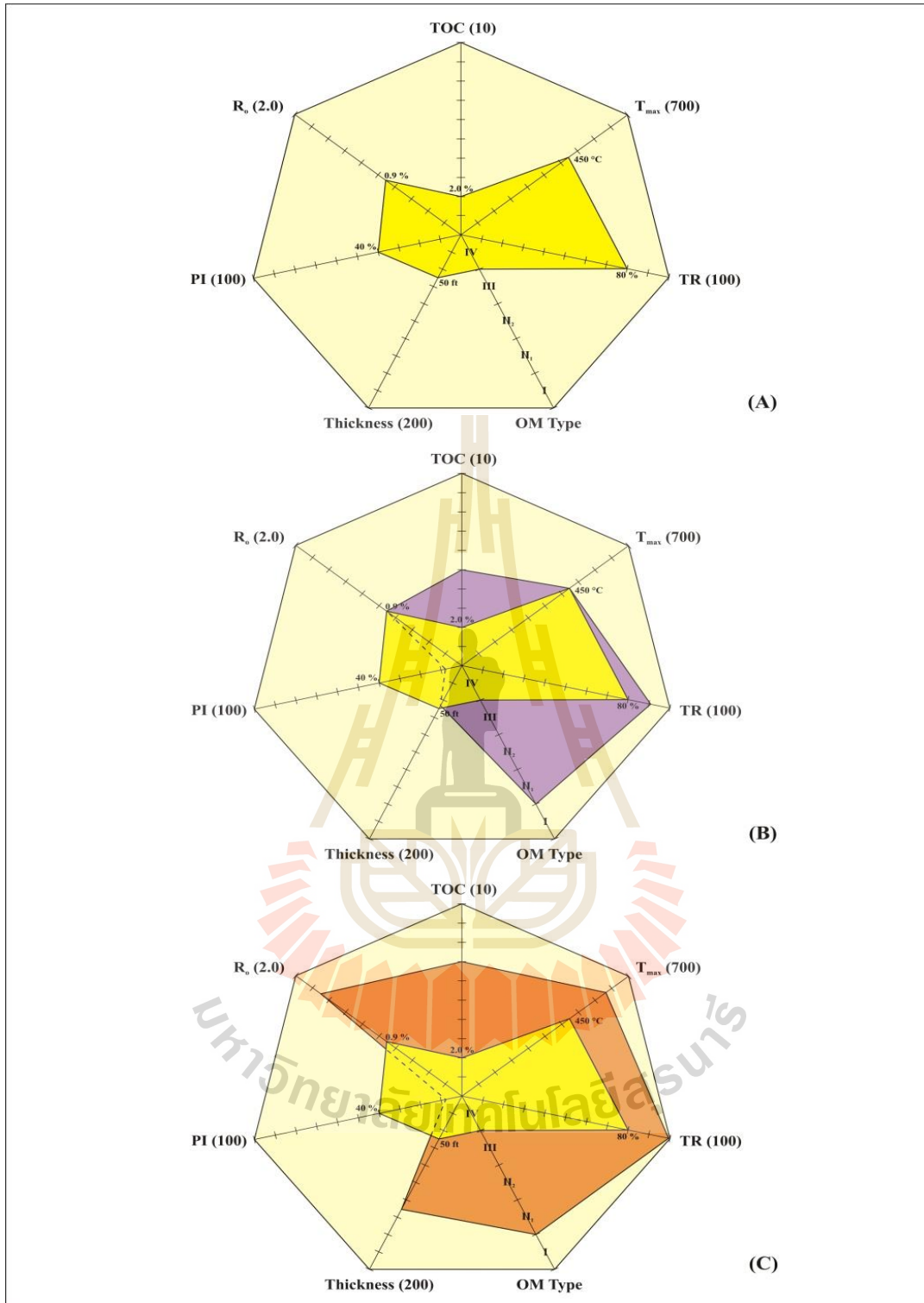
ผลการพล็อตพบว่าในหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทรและตาดใหญ่นั้นสามารถเป็นแหล่งทรัพยากรก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานที่ดี เพราะทั้งสองภาคตัดถูกพล็อตอยู่ในพื้นที่วงปิดขนาดใหญ่ (รูปที่ 4.58B และ 4.58C) ภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีปริมาณการผลิตก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานที่สูงกว่าภาคตัดบ้านหนองไทร อย่างไรก็ตามค่าดัชนีการผลิต (PI) ของภาคตัดตาดใหญ่ก็มีค่าต่ำกว่าค่าเกณฑ์ความเสี่ยงที่ดีซึ่งบ่งชี้ได้ว่ามีสารไฮโดรคาร์บอนที่น้อยมากถูกเก็บไว้ในชั้นหิน ส่วนค่าดัชนีการผลิตที่ต่ำหมายถึงการที่ค่า S_1 ลดลงเมื่อเทียบเคียงกับ S_2 ถึงแม้ว่าค่า S_2 จะมีค่าต่ำอยู่แล้ว โดยปกติแล้วระดับภาวะการได้ที่ชั้นสูงสุดถึงภาวะหลังการได้ที่จะมีผลทำให้ S_2 นั้นมีค่าต่ำลงในขณะที่ค่า S_1 มีค่าสูงขึ้น จากผลการศึกษาพบว่าค่า S_2 ของทั้งสองภาคตัดนั้นมีค่าใกล้เคียงกับกรณีปกติแต่ค่า S_1 มีความแตกต่างกัน เป็นผลให้ S_1 มีการถูกผลิตเป็นส่วนใหญ่และบางส่วนได้เคลื่อนตัวอพยพผ่านรูพรุนของชั้นหินไปยังช่องว่างหรือชั้นหินอื่น ๆ

ระดับภาวะการได้ที่ชั้นสูงสุดของภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติทางเคมีของไฮโดรคาร์บอนดังนั้นจึงมีการถูกขับออกมาที่ค่อนข้างมาก ดังนั้นค่า S_1 ที่ต่ำนั้นจึงบ่งชี้ว่ามีไฮโดรคาร์บอนที่เหลืออยู่เพียงเล็กน้อยที่ถูกเก็บไว้ในชั้นหินดินดานนี้ตามหลักการของการประเมินก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดาน

ตารางที่ 4.21 เกณฑ์การประเมินหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมโดยใช้ค่าของอุณหภูมิสูงสุด (T_{max}) ค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (R_o) ดัชนีการผลิต (PI) (คัดลอกจาก Peters and Cassa, 1994; Espitalié and Bordenave, 1993; Bacon et al., 2000) ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลง (TR) ค่าคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ความหนาของชั้นหินดินดาน (Jarvie et al., 2005; Jarvie et al., 2007) และชนิดของอินทรีย์วัตถุ

ตัวแปร	T_{max} (°C)	R_o (%)	PI (%)	TR (%)	TOC (%)	ความหนา (ฟุต)	ชนิดของ อินทรีย์วัตถุ
เกณฑ์ขั้นต่ำของ การประเมินที่ดี	450	0.90	0.40	80	2.0	50	ชนิดที่ 3





รูปที่ 4.58 แผนภาพเรดาร์เพื่อประเมินความเสี่ยงของการเกิดและการผลิตก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานโดยใช้ค่าตัวแปรการวิเคราะห์ทางเคมีและการวิเคราะห์ศิลาวรรณา; (A) สถานะขั้นต่ำที่ดีที่สุดสำหรับการประเมินผล (สีเหลือง), (B) ตัวแปรของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทรที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์, (C) ตัวแปรของตัวอย่างภาคตัดตาดใหญ่ที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์

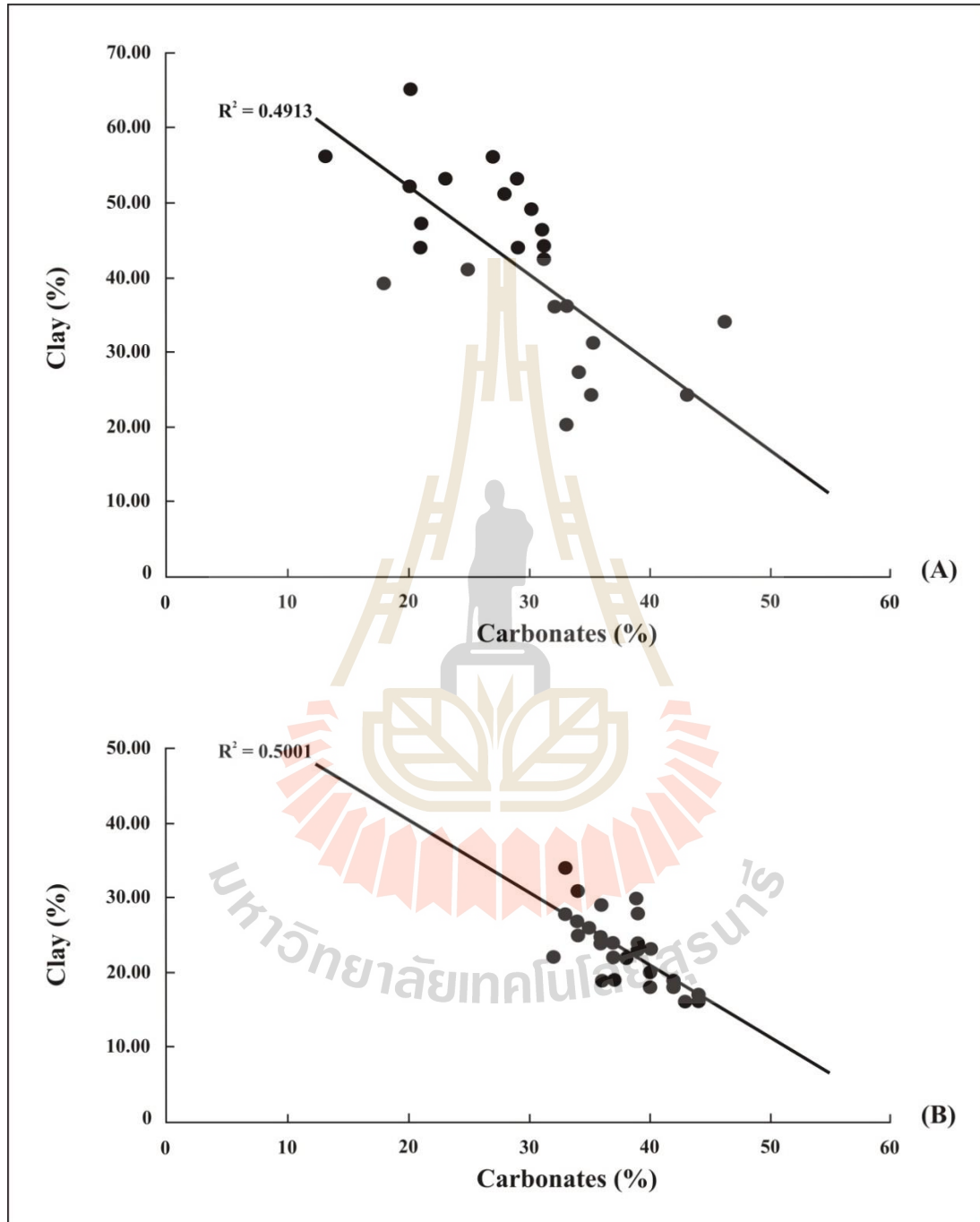
4.3.2.2 องค์ประกอบทางแร่ประกอบหินของชั้นหินกักเก็บ

ในส่วนนี้เป็นการศึกษาประสิทธิภาพของแหล่งกักเก็บปิโตรเลียมของหมวดหินห้วยหินลาดจากองค์ประกอบทางแร่ประกอบหินของชั้นหินกักเก็บ โดยภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นประกอบด้วยแร่ดินเหนียวและแร่แคลไซต์ ในขณะที่ภาคตัดตาดใหญ่ นั้นประกอบด้วยแร่เฟลด์สปาร์ แร่โดโลไมต์และแร่ดินเหนียว โดยที่ภาคตัดส่วนล่างนั้นมีแร่ควอทซ์และแร่แคลไซต์ที่สูงกว่าภาคตัดส่วนบน แร่ควอทซ์และแคลไซต์นั้นจะมีปริมาณสูงเมื่อปริมาณแร่เฟลด์สปาร์ แร่โดโลไมต์และแร่ดินเหนียวลดลง การเปลี่ยนแปลงลักษณะทางแร่วิทยาสามารถใช้บ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงสภาพแวดล้อม พื้นที่การสะสมตัวและการเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกภายในพื้นที่ศึกษาได้ ข้อมูลเหล่านี้ใช้บ่งบอกถึงสภาพของการตกทับถมที่เปลี่ยนจากการสะสมของแร่คาร์บอนเนต (แร่แคลไซต์และแร่โดโลไมต์) มาเป็นการสะสมตัวแบบเม็ดตะกอน (Clastic deposition) (Chalmers et al., 2012) การไหลบ่าเข้ามาของเม็ดตะกอนหินในภาคตัดส่วนล่างเป็นผลอันเนื่องมาจากการเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลกหรือการลดลงของพื้นที่การสะสมตัว (Accommodation space) ตะกอนของคาร์บอนเนตและแร่ดินเหนียวจะไม่เกิดขึ้นพร้อมๆกัน (รูปที่ 4.59) ดังนั้นแร่ประกอบหินจึงเป็นปัจจัยสำคัญที่ใช้บ่งบอกถึงลักษณะของสภาวะที่ดีที่สุด (Bowker, 2003a, Jarvie et al., 2007)

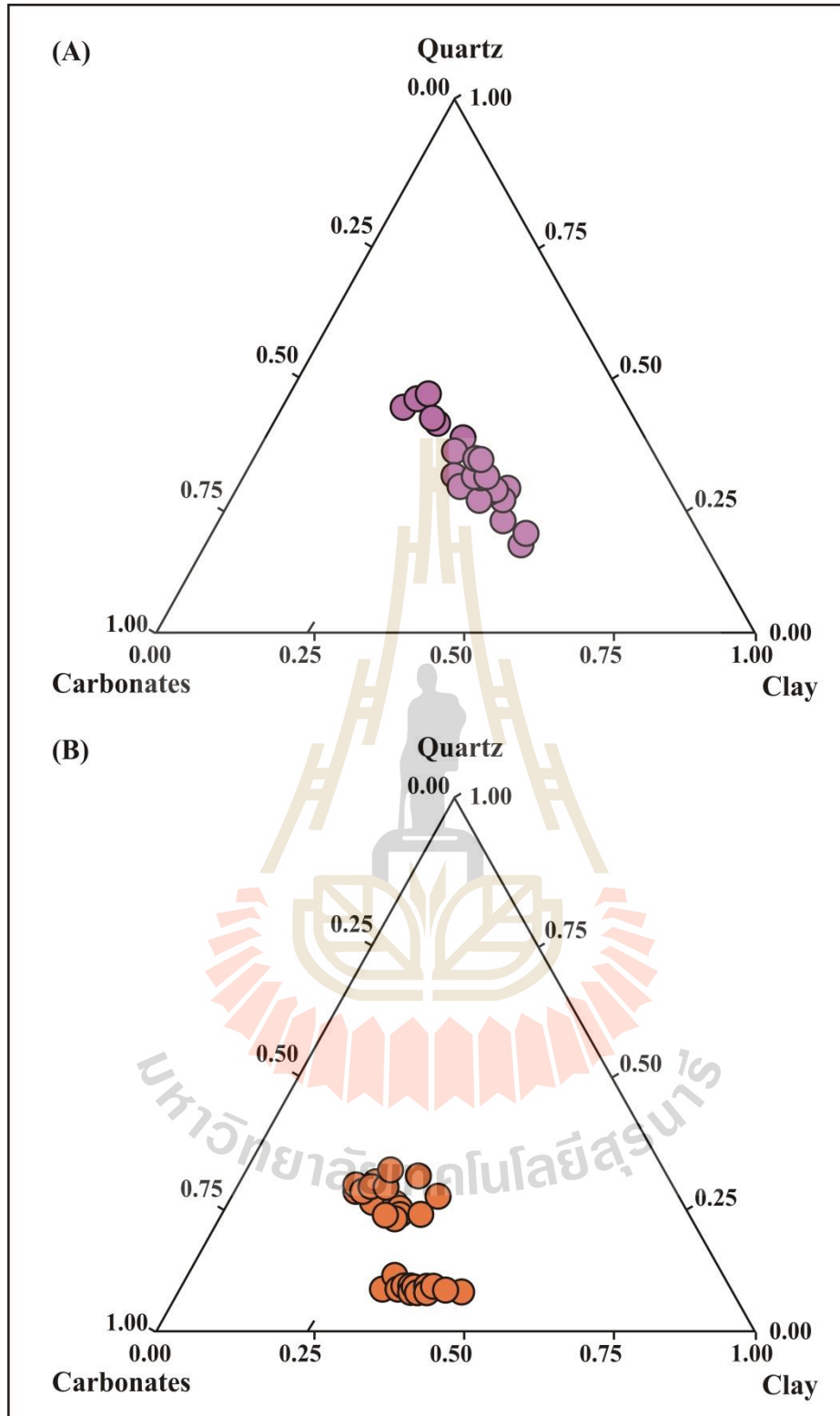
การวิเคราะห์ด้วยเทคนิคเลี้ยวเบนของคลื่นรังสีเอกซ์ (X-ray diffraction, XRD) เป็นวิธีการที่ใช้โดยทั่วไปในการจำแนกชนิดของแร่ประกอบแร่ของหินดินดาน ความเปราะของแผ่นหินมีแนวโน้มที่จะตอบสนองต่อรูปแบบของการถูกระตุ้นโดยการเกิดเป็นรูปแบบของการแตกหักที่ซับซ้อนซึ่งช่วยให้เกิดการเชื่อมต่อถึงกันระหว่างหลุมเจาะและรูพรุนเล็ก ๆ ภายในเนื้อหินได้ (Jarvie et al.; 2007 Clarkson et al., 2012) สภาพความเปราะของภาคตัดที่ศึกษาอาจถูกแสดงได้จากปริมาณของแร่ควอทซ์และแร่คาร์บอนเนต (แร่เปราะ) และแร่ดินเหนียวทั้งหมด โดยปริมาณเป็นร้อยละของแร่สามารถคำนวณได้ใหม่และถูกพล็อตไว้ในแผนภูมิสามเหลี่ยม (รูปที่ 4.60) ซึ่งผลการพล็อตบนแผนภูมิสามเหลี่ยมของภาคตัดบ้านหนองไทรและค่าในตารางที่ 4.8 นั้นบ่งชี้ให้เห็นว่าแร่เปราะและแร่ดินเหนียวนั้นมีค่าเฉลี่ยเป็น 45.87% และ 42.61% ตามลำดับ ส่วนแผนภูมิฯ ของภาคตัดตาดใหญ่และค่าในตารางที่ 4.9 แสดงให้เห็นว่าแร่เปราะและแร่ดินเหนียวเฉลี่ยของภาคตัดตาดใหญ่นั้นมีค่า 50.66% และ 23.59% ตามลำดับ

แม้ว่าปริมาณแร่เปราะจะมีค่าต่ำแต่ผลรวมจะสูงกว่าปริมาณของแร่ดินเหนียวและ/หรือมากกว่า 50% ขณะที่การผลิตก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานในปัจจุบันนี้แร่ดินเหนียวควรมีค่าน้อยกว่า 50% และแร่เปราะควรมีมากกว่า 50% ซึ่งการที่แร่เปราะมีค่านั้นจะตอบสนองดีต่อการกระตุ้นหลุมโดยการทำให้ชั้นหินแตก (Passey et al., 2010) นอกจากนี้แร่ควอทซ์อาจจะมีประสิทธิภาพน้อยลงถ้าเป็นเพียงเศษชิ้นส่วนที่ถูกพัดพามา (Detrital quartz) (Thyberg et al., 2009) แร่ควอทซ์ที่เกิดจากสิ่งมีชีวิตนั้นจะมีประสิทธิภาพที่สุดเมื่อถูกระตุ้นให้เกิดการแตก (Jarvie et al., 2007)

ดังนั้นจากผลการวิเคราะห์ส่วนประกอบทางแร่ประกอบหินของตัวอย่างหินจากภาคตัดทั้งสองนั้นจึงแสดงให้เห็นถึงการมีศักยภาพในการเป็นแหล่งไฮโดรคาร์บอนแบบพิเศษภายใต้สภาพการจมตัวที่เหมาะสมตามการประเมินด้วยส่วนประกอบทางแร่ของหินกักเก็บปิโตรเลียม



รูปที่ 4.59 ความสัมพันธ์ระหว่างแร่ดินเหนียวและแร่คาร์บอเนตของภาคตัดบ้านหนองไทร (A) และภาคตัดตาดใหญ่ (B) ซึ่งแสดงถึงความสัมพันธ์ที่ติดมากต่อกัน



รูปที่ 4.60 แผนภูมิสามเหลี่ยมแสดงความสัมพันธ์ของแร่ควอรทซ์ แร่คาร์บอเนต และแร่ดินเหนียวของหินตัวอย่างของภาคตัดบ้านหนองไทร (A) และภาคตัดตาดใหญ่ (B)

4.3.2.3 การกักเก็บสารไฮโดรคาร์บอน

4.3.2.3.1 ช่องว่างขนาดเล็ก

ผลกระทบของกระบวนการไดอะเจเนซิสที่เกิดจากการจมตัวของตะกอนอาจศึกษาได้จากค่าการสะท้อนแสงของวิทรีไนต์ (R_o) ค่า T_{max} และค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงคีโรเจน (TR) โดยผลที่เกิดขึ้นจากกระบวนการไดอะเจเนซิสนั้นคือการเปลี่ยนแปลงของแร่ประกอบในเนื้อหินทำให้เกิดช่องว่างขนาดเล็ก ๆ (Micropores) หลากหลายรูปแบบขึ้นและจะกลายเป็นแหล่งที่ก๊าซจะเข้าไปสะสมตัวกันได้ ประเภทของช่องว่างขนาดเล็กสามารถจำแนกได้ออกเป็นหลายประเภทซึ่งจะสัมพันธ์กันกับค่าความพรุน ค่าความซึมผ่าน และความสามารถในการจัดเก็บก๊าซธรรมชาติภายในเนื้อหิน สารไฮโดรคาร์บอนจำนวนมากอาจถูกเก็บไว้ในช่องว่างขนาดเล็กเหล่านี้รวมทั้งการเคลื่อนตัวของก๊าซธรรมชาติเหล่านี้ไปตามรอยแตกขนาดเล็ก (Microfracture) และช่องว่างที่ขนาดเล็กที่เชื่อมต่อระหว่างรูพรุนของเนื้อหิน (Microchannel-related pores)

1) ความสามารถในการกักเก็บก๊าซ

สามารถแบ่งออกเป็น 2 ประเภทหลัก ๆ ตามประเภทของช่องว่างที่เกิดอยู่ในส่วนของสารอินทรีย์และสารอนินทรีย์ ดังนี้

ช่องว่างที่เกิดในสารอินทรีย์มีความเกี่ยวข้องกับเศษซากสิ่งมีชีวิตที่คาดว่าจะมีลักษณะเป็นแผ่นที่มีการเจริญเติบโตบนพื้นทะเล (Schieber, 1998; 1999) การวิจัยในช่วงหลายทศวรรษได้แสดงให้เห็นว่าปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ที่ฝังอยู่ในชั้นหินนั้นขึ้นอยู่กับการผลิตขั้นต้น และกระบวนการรีดอกซ์ (Aplin and Macquaker, 2011) โดย Loucks et al. (2009) ให้ความเห็นไว้ว่าในระหว่างที่สารอินทรีย์ได้รับความร้อนนั้นจะส่งผลให้เกิดการสลายตัวของสารอินทรีย์นำไปสู่การก่อตัวเป็นสารไฮโดรคาร์บอน พร้อมทั้งมีการเกิดรูพรุนในสารอินทรีย์ขึ้นในหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมอีกด้วย ดังนั้นแหล่งกักเก็บปิโตรเลียมจึงถูกทำให้มีค่าความซึมผ่านสูงขึ้นและกลายเป็นเส้นทางการเคลื่อนตัวของไฮโดรคาร์บอนอันเป็นผลมาจากการที่มีค่า TOC สูง และมีภาวะการได้ที่ขึ้นสูง

ช่องว่างที่เกิดภายในสารอนินทรีย์นั้นถูกทำให้เกิดขึ้นในช่วงระหว่างและหลังกระบวนการสะสมตัว โดยกระบวนการสร้างเสถียรภาพเชิงกลและทางเคมีของแร่นั้นก็เป็นปัจจัยที่ทำให้เกิดช่องว่างขึ้นด้วยเช่นกัน ช่องว่างแบบนี้จะแบ่งออกเป็น 2 ชนิดย่อย ขึ้นอยู่กับแร่ประกอบหิน โดยแร่อินทรีย์นั้นเกี่ยวข้องกับกระบวนการเปลี่ยนแปลงทางเคมีของแร่เฟลด์สปาร์ โดยผลที่ได้คือแร่เฟลด์สปาร์ที่ได้รับการแปรสภาพเป็นแร่อินทรีย์นั้นจะถูกพัดพาไปสะสมยังแอ่งสะสมตะกอน โดยปกติแร่อินทรีย์จะมีความเหนียวและจะค่อย ๆ อัดตัวแน่นในช่วงที่มีการจมตัวที่มีอุณหภูมิสูง และจะถูกจัดเรียงตัวใหม่เป็นริ้วขนานและกิ่งขนานกัน ดังนั้นช่องว่างที่เกิดระหว่างแผ่นแร่อินทรีย์จึงมีศักยภาพในการเป็นที่เก็บกักสารไฮโดรคาร์บอนได้เช่นกัน นอกจากนี้แร่ซิลิกาและแร่ไพไรต์จะมีการก่อตัวขึ้นได้ในระหว่างและหลังการย่อยสลายของแบคทีเรียในสภาวะไร้ออกซิเจน ช่องว่างขนาดเล็กจะถูกสร้างขึ้นและอาจสามารถดักจับก๊าซธรรมชาติที่ถูกขับออกมาไว้ในชั้นหินกักเก็บปิโตรเลียมในชั้นหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมเอง

ถึงแม้ว่าช่องว่างเหล่านี้จะสะสมก๊าซธรรมชาติไว้ได้ แต่ก็ไม่สามารถส่งผ่านออกไปในบริเวณอื่นได้ได้ เนื่องจากมีค่าความผ่านที่ไม่ดี อย่างไรก็ตามในกรณีของช่องว่างขนาดเล็กที่เกิดจากเศษซากของสิ่งมีชีวิตนั้นอาจจะมีการเชื่อมต่อซึ่งกันและกันและวางตัวขนานไปกับการวางตัวของชั้นหินและทำให้เนื้อหินนั้นมีค่าความซึมผ่านที่มากขึ้นได้

2) ช่องทางการซึมผ่าน

การศึกษาช่องทางการซึมผ่าน (Permeability pathway)

เป็นตัวแปรสำคัญของการศึกษาที่อยู่ต่อจากการศึกษาความพรุน พฤติกรรมของก๊าซในแหล่งกักเก็บปิโตรเลียม สามารถเคลื่อนที่เข้าไปทุก ๆ ที่แล้วสะสมตัวกลายเป็นแหล่งผลิตปิโตรเลียมได้ ซึ่งในความเป็นจริงช่องว่างขนาดเล็กนั้นไม่สามารถสร้างตัวเองให้เป็นช่องทางการซึมผ่านได้ ยกเว้นช่องว่างในรอยแตกขนาดเล็กและช่องว่างที่เกิดจากการเชื่อมต่อกันของรูพรุนในเนื้อหินเท่านั้น

ภาพถ่ายที่ได้จาก SEM แสดงให้เห็นว่าช่องว่างที่เกิดบริเวณระนาบการวางตัวของโครงสร้างภายในแร่ประกอบหินนั้นจะเป็นตัวช่วยให้เกิดการแตกหักของชั้นหินและกลายเป็นช่องว่างที่เกิดตามรอยแตกเล็ก ๆ เหล่านี้ ที่มีลักษณะที่แคบและยาวซึ่งก็เพียงพอที่จะยอมให้ก๊าซธรรมชาติเคลื่อนที่ผ่านและไปสะสมตัวในแหล่งผลิตอื่น ๆ (Eichhubl and Boles, 1998; Pitman et al., 2001; Clarke, 2007; Gale and Holder, 2010) ดังนั้นช่องว่างขนาดเล็กดังกล่าวที่สามารถเชื่อมต่อถึงกันนี้จึงใช้บ่งชี้ถึงความสามารถในการซึมผ่านได้รวมทั้งมีส่วนช่วยในการเคลื่อนที่ของก๊าซในชั้นหินกักเก็บปิโตรเลียม

4.3.2.3.2 เครือข่ายความพรุนและการกระจายตัว

เครือข่ายความพรุนและการกระจายตัวของความพรุน (Porosity network and distribution) ที่เกิดขึ้นในเนื้อหินนั้นอาจศึกษาได้จากการใช้เครื่อง Micro (X-ray) computed tomography (Micro-CT) ซึ่งเป็นอุปกรณ์ที่ใช้เพื่อให้ได้ข้อมูลความเป็นเนื้อเดียวกันของเนื้อหินตัวอย่าง โดยตัวอย่างจะถูกสแกนด้วยความละเอียดต่ำเพื่อให้ได้ภาพรวมของโครงสร้างภายใน จากภาพที่ได้จากการสแกนนั้นพบว่าจำนวนพิกเซลสีดำที่ถูกล้อมรอบด้วยพิกเซลสีขาวนั้นอาจระบุถึงช่องว่างขนาดเล็ก ๆ ภายในเนื้อหิน โดยเครือข่ายรูพรุน (Porosity network) ของตัวอย่างหินจากทั้งสองภาคตัดที่ทำการศึกษานั้นที่ได้จากการวิเคราะห์ด้วย Micro-CT นั้นได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.40 และ 4.41 ซึ่งจุดสีขาวในภาพนั้นแสดงถึงช่องว่างที่พบภายในเนื้อหินตัวอย่าง

ผลการศึกษาพบว่าค่าความพรุนรวมและความพรุนเปิดจากด้านล่างถึงบนของภาคตัดบ้านหนองไทรมีค่านั้นมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 6.66% - 6.94% และ 1.28% - 1.68% ตามลำดับ ส่วนค่าความพรุนรวมและความพรุนเปิดจากด้านล่างถึงบนของภาคตัดตาดใหญ่มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 8.64% - 14.65% และ 2.04% - 12.63% ตามลำดับ

จากผลการศึกษาพบว่าค่าความพรุนของทั้งสองภาคตัดนั้นมีการเพิ่มขึ้นจากส่วนล่างของภาคตัดขึ้นไปยังส่วนบนของภาคตัด ซึ่งสามารถระบุได้ว่าส่วนบนของทั้งสองภาคตัดนั้นได้รับผลกระทบ

ค่อนข้างน้อยจากการเชื่อมประสานของแร่คาร์บอนในชั้นหิน โดยค่าความพรุนที่ลดลงนั้นอาจเป็นเพราะได้รับผลกระทบจากการเชื่อมประสานของแร่คาร์บอนมากขึ้นเป็นผลให้ชั้นหินนั้นมีเนื้อที่แน่นขึ้น นอกจากนี้ส่วนล่างของภาคตัดนั้นอาจจะได้รับผลกระทบจากการที่ชั้นหินถูกบีบอัดด้วยแรงกดจากชั้นหินที่วางตัวอยู่ข้างบนจึงทำให้เนื้อหินอัดตัวกันมากขึ้นและส่งผลให้ค่าความพรุนซึ่งรวมทั้งความพรุนแบบเปิดของภาคตัดส่วนล่างนั้นมีค่าต่ำกว่าค่าความพรุนของภาคตัดส่วนบนในทั้งสองภาคตัด

4.3.2.4 การประเมินความเสี่ยงจากข้อมูลหินกักเก็บปิโตรเลียม

แผนภาพเรดาร์ความเสี่ยงในการประเมินหินปิโตรเลียมซึ่งแสดงถึงคุณสมบัติทางกายภาพและทางเคมีนั้นเป็นเครื่องมือที่สามารถนำมาใช้ในการประเมินสถานะความเสี่ยงของการจัดเก็บไฮโดรคาร์บอนได้

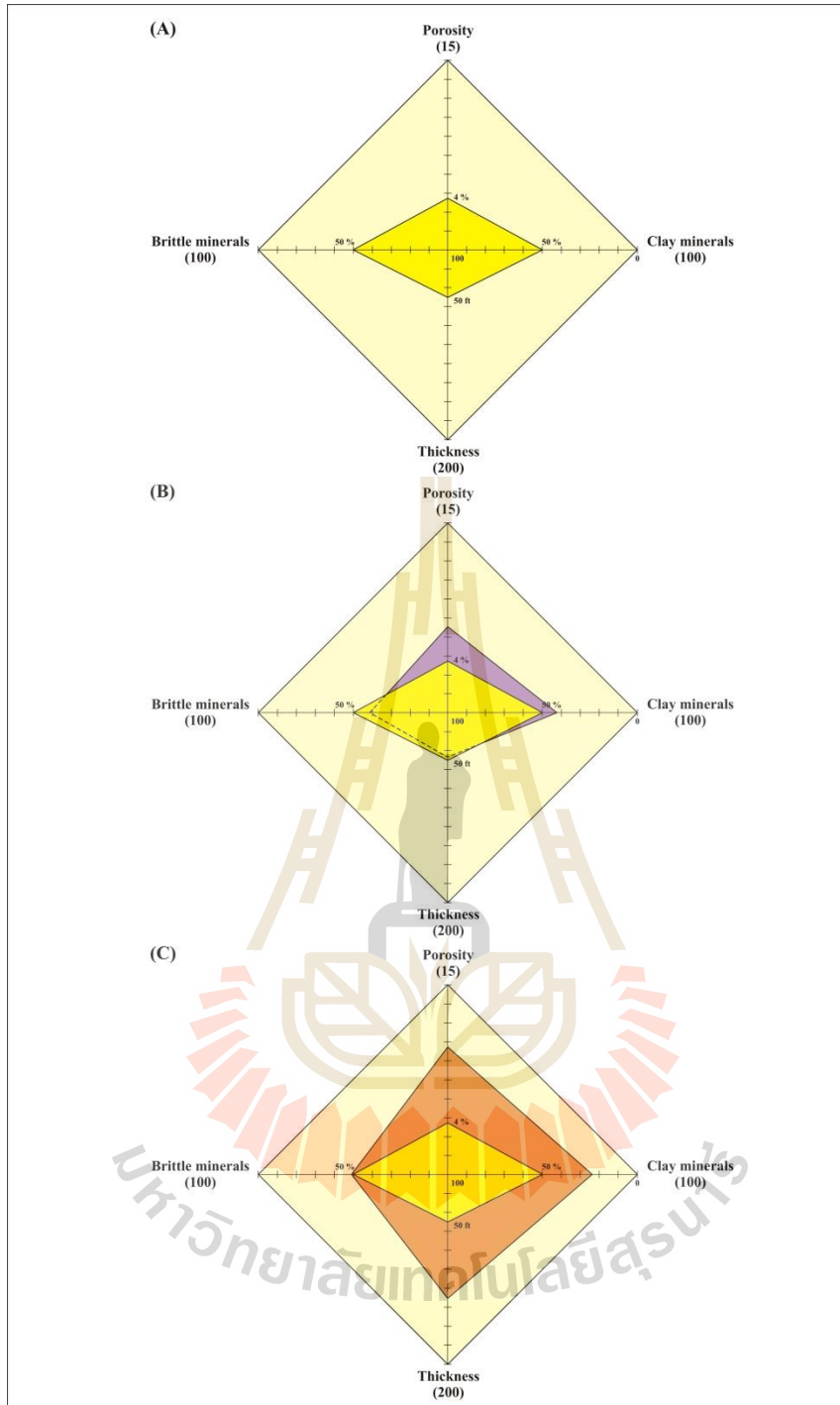
สภาพของชั้นหินกักเก็บปิโตรเลียมที่ดีนั้นจะขึ้นอยู่กับความสามารถในการจัดเก็บก๊าซ ความหนาของชั้นหินดินดาน (หินกักเก็บปิโตรเลียม) รวมทั้งปริมาณแร่เปราะและแร่ดินเหนียว แร่เปราะนั้นรวมถึงปริมาณของแร่ควอทซ์ แร่แคลไซต์และแร่โดโลไมต์ที่สามารถตอบสนองต่อการแตกหักได้ง่าย โดยรอยแตก (Fracture) นั้นสามารถจัดรวมเป็นส่วนหนึ่งของความพรุนด้วย ความเสี่ยงที่ดีในที่นี้จะหมายถึงสถานะที่หินกักเก็บปิโตรเลียมที่ศึกษานั้นสามารถเก็บไฮโดรคาร์บอนในรูปก๊าซธรรมชาติได้ตามเกณฑ์ที่ระบุไว้ในตาราง 4.22 โดยข้อมูลความเสี่ยงที่ไม่ดีนั้นจะถูกพล็อตและแสดงในพื้นที่สีเหลือง (รูปที่ 4.61A) พื้นที่วงรอบที่ใหญ่กว่าพื้นที่สีเหลืองบ่งบอกถึงการเก็บรักษาก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานที่สูงขึ้น ซึ่งแสดงไว้ในรูปที่ 4.61B (ภาคตัดบ้านหนองไทร) และ 4.61C (ภาคตัดตาดใหญ่) ตามลำดับ

โดยผลการประเมินพบว่าภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นมีศักยภาพที่น้อยกว่าภาคตัดตาดใหญ่เนื่องจากชั้นหินดินดานของภาคตัดบ้านหนองไทรมีแร่เปราะไม่สูงมาก แต่ก็ยังถือว่าดีเพราะมีแร่ดินเหนียวที่ต่ำ และมีค่าความพรุนสูงกว่าค่าเกณฑ์ที่ดีจึงยังคงมีศักยภาพในการจัดเก็บของไฮโดรคาร์บอนได้ดีเช่นกัน ในขณะที่ภาคตัดตาดใหญ่นั้นแสดงสถานะการจัดเก็บที่ดีเยี่ยม ถึงแม้ว่าแร่เปราะจะไม่สูงที่สุดแต่ก็ยังมีค่ามากกว่า 50% ของเกณฑ์ที่ระบุไว้ และแร่ดินเหนียวก็ยังมีปริมาณต่ำ นอกจากนี้ในบริเวณส่วนล่างของภาคตัด ในชั้นที่ 1-17 (รูปที่ 4.62B) ของภาคตัดตาดใหญ่นั้นแสดงให้เห็นว่ามีศักยภาพที่สูงกว่าส่วนบนของภาคตัด (รูปที่ 4.62A) อย่างไรก็ตามค่าความพรุนของภาคตัดส่วนบนมีค่าที่สูงนั้นยังสามารถระบุถึงการมีศักยภาพสูงได้ด้วยเช่นกัน คุณสมบัติทางกายภาพของชั้นหินกักเก็บปิโตรเลียมของทั้งสองภาคตัดนี้มีกำลังรับแรงอัดที่ต่ำและมีค่าการอัดตัวที่ดีซึ่งจะมีส่วนช่วยให้เกิดการแตกหักได้ง่ายเมื่อถูกกระตุ้น ยิ่งไปกว่านั้นการที่มีแร่เปราะเป็นแร่ประกอบที่ค่อนข้างมากของทั้งสองภาคตัดก็ส่งผลให้เกิดการแตกหักได้ง่ายเมื่อถูกแรงกระทำอีกด้วย

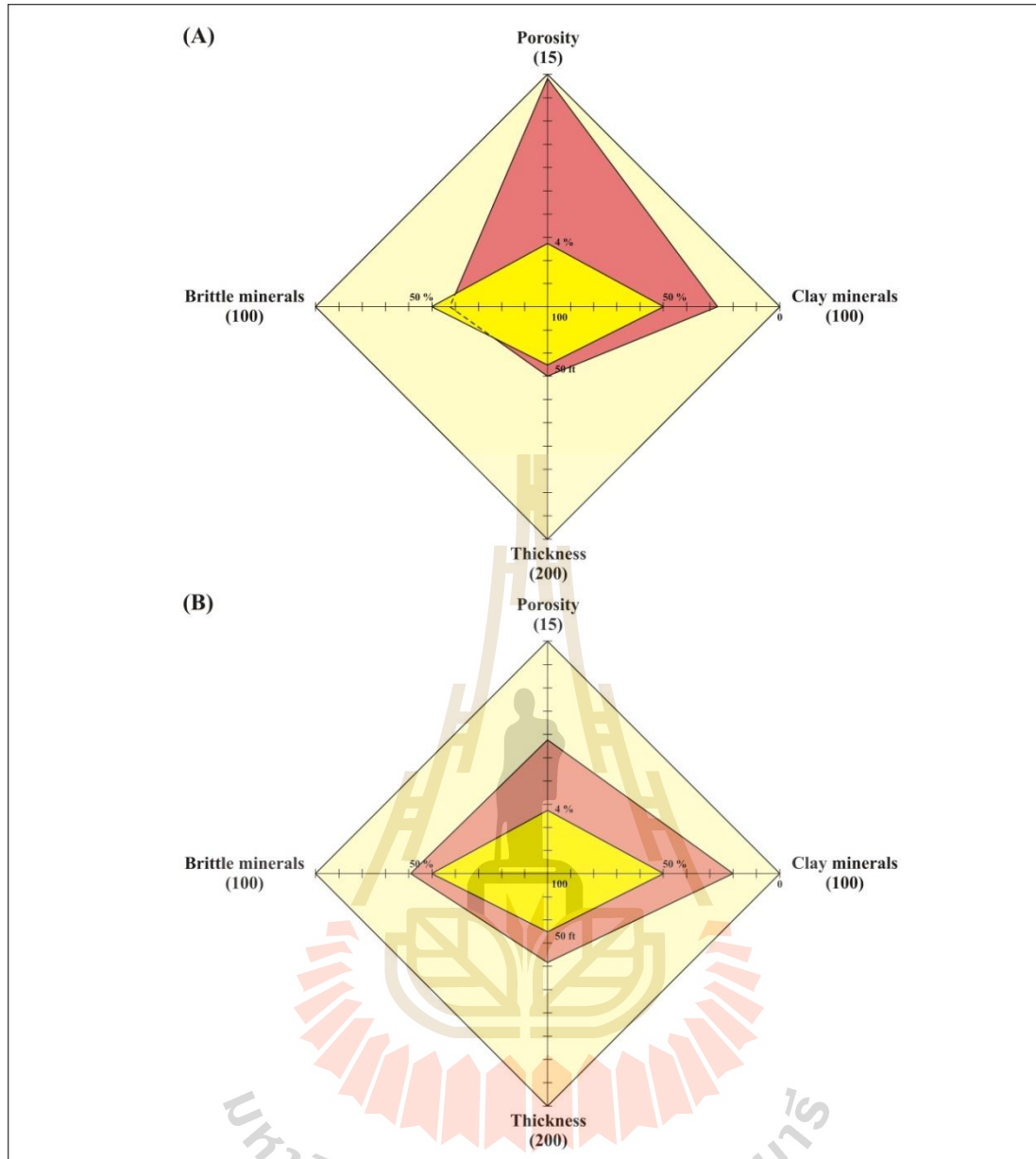
ตารางที่ 4.22 เกณฑ์การประเมินหินกักเก็บปิโตรเลียมโดยใช้ค่าของความพรุน ปริมาณแร่เปราะและแร่ดินเหนียว และความหนา (คัดลอกจาก Jarvie et al., 2005; Jarvie et al., 2007; Passey et al., 2010)

ตัวแปร	ความพรุน (%)	แร่เปราะ (%)	แร่ดินเหนียว (%)	ความหนา (ฟุต)
เกณฑ์ขั้นต่ำของการประเมินที่ดีในการเป็นแหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติ	> 4.0	> 50.0	< 50.0	> 50





รูปที่ 4.61 แผนภาพเรดาร์เพื่อประเมินความเสี่ยงในการเป็นหินกักเก็บก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดาน โดยใช้ค่าตัวแปรการวิเคราะห์ทางกายภาพและการวิเคราะห์ทางเคมี; (A) สภาวะขั้นต่ำที่ดีสำหรับการประเมินผล (สีเหลือง), (B) ตัวแปรของตัวอย่างภาคตัดบ้านหนองไทรที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์, (C) ตัวแปรของตัวอย่างภาคตัดตาดใหญ่ที่พล็อตในแผนภาพเรดาร์



รูปที่ 4.62 แผนภาพเรดาร์เพื่อประเมินความเสี่ยงในการเป็นแหล่งกักเก็บก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานโดยใช้ค่าตัวแปรการวิเคราะห์ทางกายภาพและการวิเคราะห์ทางเคมี; (A) ภาควัดตัดตาดใหญ่ส่วนบน, (B) ภาควัดตัดตาดใหญ่ส่วนล่าง

4.3.2.5 การประเมินศักยภาพแหล่งก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานแบบพิเศษ

ชนิดของก๊าซในแหล่งก๊าซธรรมชาติจากชั้นหินดินดานแบบพิเศษนั้นมีความหลากหลายโดยขึ้นอยู่กับลักษณะของแต่ละแหล่งก๊าซ นอกจากนี้รอยแตกที่เกิดในชั้นหินและชนิดของแร่ประกอบหินนั้นจะเป็นตัวกำหนดคุณสมบัติด้านความเปราะและความยืดหยุ่นของชั้นหินดินดานนั้น ๆ (Jarvie et al., 2007)

จากผลจากการศึกษาในครั้งนี้พบว่าแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่่นั้นมีศักยภาพที่สูงและสูงมากตามลำดับ โดยทั้งสองภาคตัดนั้นมีก๊าซที่เกิดจากสารอินทรีย์ในบริเวณนั่นเองและบางส่วนอาจจะเคลื่อนที่มาจากบริเวณข้างเคียง

เมื่อพิจารณาถึงค่า TOC ค่า T_{max} ค่า TR ชนิดของสารอินทรีย์ ความหนาของชั้นหิน ดัชนีการผลิต (PI) ค่าการสะท้อนแสงของวทริไนท์ (R_o) ค่าความพรุน ปริมาณของแร่เปราะและแร่ดินเหนียวที่ได้นำมาใช้ในการประเมินแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานในการศึกษาครั้งนี้ พบว่าค่าเหล่านี้จะมีค่าสูงกว่าเกณฑ์ทั้ง 5 ของเกณฑ์การประเมินก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานของสหรัฐอเมริกา (ตารางที่ 4.21) ยกเว้นเพียงค่าดัชนีการผลิตที่มีค่าค่อนข้างต่ำเนื่องจาก S_2 และ S_1 นั้นมีค่าต่ำ โดยเมื่อมีภาวะการได้ที่ชั้นสูง S_2 นั้นควรมีค่าต่ำ ในขณะที่ S_1 นั้นควรมีค่าที่สูงและควรมีการสะสมตัวอยู่ในชั้นหินดินดานที่ศึกษา แต่ S_1 ของทั้งสองภาคตัดนั้นยังคงมีค่าต่ำอยู่ซึ่งอาจบ่งชี้ได้ว่ามีสารไฮโดรคาร์บอนเพียงเล็กน้อยที่ถูกเก็บกักเอาไว้ได้ การที่สารไฮโดรคาร์บอนถูกเก็บรักษาไว้ในชั้นหินได้น้อยนั้นอาจจะเป็นผลอันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงธรณีแปรสัณฐานของแผ่นเปลือกโลกในภูมิภาคและส่งผลต่อไม่ติดต่อชั้นหินปิดกั้นที่วางตัวอยู่บนและล่างของชั้นหินดินดาน ซึ่งส่งผลให้สารไฮโดรคาร์บอนที่มีอยู่ให้มีการเคลื่อนที่ไปยังหินกักเก็บปิโตรเลียมชั้นตื้นในบริเวณอื่นได้

ดังนั้นจากผลการศึกษาที่ได้จึงพอสรุปได้ว่าชั้นหินดินดานของทั้งสองภาคตัดนั้นมีคุณสมบัติในการเป็นแหล่งกักเก็บปิโตรเลียมที่ดี แต่มีศักยภาพต่ำในการพัฒนาเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานเนื่องจากมีปริมาณสารไฮโดรคาร์บอนที่ยังหลงเหลืออยู่ในปริมาณต่ำ



บทที่ 5

สรุปผลการศึกษาและข้อเสนอแนะ

5.1 สรุปผลการศึกษา

ในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการศึกษารณวิทยาแปรสัณฐานของหมวดหินห้วยหินลาดและทำการศึกษาและประเมินศักยภาพของแหล่งก๊าซธรรมชาติในหินดินดานในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยโดยใช้หลักการของการประเมินแหล่งไฮโดรคาร์บอนแบบปกติและแหล่งก๊าซธรรมชาติจากหินดินดาน ซึ่งหลักการที่ใช้ในการตีความนั้นประกอบด้วยการออกปฏิบัติงานสำรวจในภาคสนามและการทดสอบตัวอย่างในห้องปฏิบัติการ

5.1.1 ธรณีวิทยาแปรสัณฐานของหมวดหินห้วยหินลาดในพื้นที่ศึกษา

บริเวณที่ราบสูงโคราชทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย บางส่วนเกิดจากการการชนกันของแผ่นเปลือกโลกซิวมาซีและอินโดจีนในสมัยนอร์เรียน (ปลายยุคไทรแอสซิก) ทำให้เกิดการทรุดตัวลักษณะกึ่งกราเบน (Half-grabens) ตามรอยเลื่อนขนาดใหญ่ที่วางตัวในแนวตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้ เกิดการกัดกร่อนที่ค่อนข้างลึกที่ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของกลุ่มหินสระบุรีเป็นแบบเกือบราบเรียบ (Peneplain) และบางส่วนเหลือเป็นลักษณะภูมิประเทศแบบคาสต์ (Karst) ซึ่งในขณะนั้นตะกอนต่าง ๆ ถูกพัดพาและสะสมตัวในแอ่งสะสมตะกอนลักษณะกึ่งกราเบนบนกลุ่มหินเพอร์เมียน ทางตะวันตกของแอ่งสะสมตะกอนเป็นแบบขอบแอ่งสะสมตะกอนที่มีพลัง (Active margin) ที่ถูกควบคุมด้วยรอยเลื่อนฐานโค้ง (Listic fault) จะเป็นที่สะสมตัวของตะกอนขนาดกรวดเป็นหินกรวดมน (ภาคตัดวัดถ้ำหนองไทร ภาคตัดเขาอีต้างและภาคตัดบ้านห้วยไทรทอง) ซึ่งไม่พบการสะสมตัวร่วมกับตะกอนภูเขาไฟ ทางตะวันออกของแอ่งสะสมตะกอน เรียกว่า ขอบแอ่งสะสมตะกอนสถิตย์ (Passive margin) ซึ่งเป็นที่สะสมตัวของตะกอนทางน้ำขนาดทรายที่แทรกสลับกับตะกอนขนาดเล็กมากในแอ่งสะสมตะกอนที่ลึก (ภาคตัดตาดเสี้ยว ภาคตัดหลักด่านและภาคตัดศิลา)

นอกจากนี้ในบริเวณภาคตัดตาดกลอยเหนือของแอ่งนาพอสองนั้นพบการสะสมตัวร่วมกับตะกอนภูเขาไฟซึ่งบ่งชี้ถึงการปะทุของภูเขาไฟของกระบวนการทางธรณีวิทยาแปรสัณฐานในขณะนั้น ส่วนภาคตัดบ้านหนองไทร ภาคตัดซัพพลูใต้และเหนือ ภาคตัดตาดใหญ่และภาคตัดศาลเจ้าพ่อหินตั้งนั้นเกิดจากการสะสมตัวของตะกอนขนาดเล็กมากและซากสิ่งมีชีวิตขนาดเล็กในแอ่งสะสมตะกอนที่ลึกบริเวณกลางแอ่ง

ภาคตัดบ้านหนองไทรถูกแบ่งออกได้เป็นสามส่วน โดยส่วนล่างและส่วนบนนั้นเป็นไหล่ทวีปตอนปลายที่มีสภาวะ Dysoxic-anoxic ต่างจากตอนกลาง ที่ระบุถึงไหล่ทวีปตอนต้นถึงตอนปลายที่มีสภาวะออกซิเดชันมากกว่า ส่วนภาคตัดตาดใหญ่ นั้นมีการสลับกัน 3 รอบของการสะสมตัวของตะกอนบริเวณไหล่ทวีปตอนปลายและตอนต้นที่มีสภาวะ Anoxic ซึ่งการเปลี่ยนแปลงสภาวะการสะสมตัวและ

การสลับกันของลำดับชั้นหินบ่งชี้ถึงการจมตัวของแอ่งสะสมตะกอนจากกระบวนการธรณีวิทยาแปรสัณฐานในขณะนั้น

5.1.2 การศึกษาเชิงรายละเอียดของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่

ภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่ถูกเลือกเพื่อทำการศึกษาเชิงรายละเอียด โดยหินส่วนใหญ่ในทั้งสองภาคตัดนั้นประกอบไปด้วยหินดินดานและหินโคลน โดยตัวอย่างหินจากทั้งสองภาคตัดนั้นได้รับการเก็บรวบรวมอย่างเป็นระบบสำหรับนำมาทำการแยกสกัดซากบรรพชีวินขนาดเล็ก (Microfossil extraction) วิเคราะห์ทางธรณีเคมี (Geochemical analysis) และวิเคราะห์ทางกายภาพ (Physical analysis) โดยการประเมินศักยภาพด้านปิโตรเลียมในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการศึกษาโดยใช้ผลการวิเคราะห์ในห้องปฏิบัติการเพื่อประเมินคุณสมบัติหินของหินตัวอย่างในการเป็นหินต้นกำเนิดและหินกักเก็บปิโตรเลียม

5.1.3 สถานะการผลิตในอดีตและสถานะไร้ออกซิเจนในอดีตของภาคตัดที่ศึกษา

5.1.3.1 ภาคตัดบ้านหนองไทร

ภาคตัดบ้านหนองไทรนั้นแสดงเส้นแนวโน้มและจุดที่แสดงค่าสูงสุดในชั้นที่ 1, 7, 9, 10, 13, 15-16 และ 19 ซึ่งแสดงถึงความสามารถของการการผลิตในอดีตที่สูง โดยมีช่วงการผลิตที่ต่ำกว่าอยู่ 2 ช่วง คือช่วงตอนกลางของส่วนล่างของภาคตัด (ชั้นที่ 3) และส่วนล่างสุดของชั้น 13 ในภาคตัด ส่วนบน แต่ชั้นเหล่านี้มีค่า TOC ที่ค่อนข้างสูง ซึ่งบ่งชี้ถึงสถานะการเก็บรักษาอินทรีย์สารที่สูง โดยสอดคล้องกับค่าของตัวแปรที่ใช้ในการประเมินสถานะไร้ออกซิเจนหรือสถานะรีดอกซ์ (Redox condition) ในอดีตที่มีค่าสูงเช่นกัน นอกจากนี้ยังพบว่า Ce/Ce^* และ V/Cr มีค่ามากกว่า 0.8 และ 2.0 ตามลำดับ ซึ่งบ่งชี้ว่าภาคตัดนี้ส่วนใหญ่อยู่ภายใต้ภาวะที่ไร้ออกซิเจนหรือสถานะรีดอกซ์

5.1.3.2 ภาคตัดตาดใหญ่

ภาคตัดนี้พบว่าการผลิตในอดีตที่มีค่าสูงในชั้นที่ 3, 9, 12, 14, 20, 16, 17, 22, 27, 30, และ 32 แต่ในชั้นที่ 18 นั้นแสดงการผลิตในอดีตที่ต่ำ แต่มีค่า TOC ที่สูง ซึ่งแสดงถึงสถานะการเก็บรักษาอินทรีย์วัตถุที่ดีและสอดคล้องกับค่าของตัวแปรที่บ่งบอกถึงสถานะไร้ออกซิเจน เช่น $V/(V+Ni)$ และ V/Cr ที่สูง ซึ่งสูงกว่า 2.07 และ 2.0 ตามลำดับ อันแสดงให้เห็นถึงสถานะที่ไร้ออกซิเจน นอกจากนี้ในชั้นที่ 3 และ 27 ของส่วนล่างและส่วนบนของภาคตัดตาดใหญ่นั้นเส้นแนวโน้มที่สูง ซึ่งบ่งชี้ถึงการผลิตในอดีตที่สูง แต่มีค่า TOC ที่ต่ำ ซึ่งบ่งบอกถึงสถานะไร้ออกซิเจนที่ต่ำกว่าจึงไม่สามารถเก็บรักษาอินทรีย์วัตถุได้

5.1.4 อินทรีย์วัตถุของภาคตัดที่ทำการศึกษา

อินทรีย์วัตถุของทั้งสองภาคตัดส่วนใหญ่ประกอบไปด้วยอนุภาคไม่มีรูปร่างเลนอินทรีย์ (Sapropelic amorphous particles) และวิทริไนต์เลนอินทรีย์ (Sapropelic vitrinite) ซึ่งเป็นองค์ประกอบของคีโรเจนชนิดที่ 1 (Type I) และให้น้ำมัน (Oil prone kerogen) ภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่แสดงปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมดในปัจจุบัน (TOC_{pd}) อยู่ในช่วง 1.9-7.1 % และ 4.7-10.1 % ตามลำดับ โดยปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ดั้งเดิม (TOC_o) ของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 5.1-10.7 % และ 7.8-14.9 % ตามลำดับ ค่าสภาวะการได้ที่ที่พิจารณาจากค่า R_o และ T_{max} ของภาคตัดบ้านหนองไทร คือ 0.91 % R_o และ 445.7 °C และภาคตัดตาดใหญ่ คือ 1.71 % R_o และ 602.8 °C นั้นบ่งชี้ระดับขั้นภาวะได้ที่ (Mature stages) ของอินทรีย์วัตถุในระดับขั้นสูงสุด (Peak) และภาวะหลังการได้ที่ (Post-mature) ตามลำดับ ปริมาณไฮโดรคาร์บอนที่ถูกผลิตได้ของภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่มีค่าเท่ากับ 6,309.5 mcf/ac-ft และ 10,604.9 mcf/ac-ft ตามลำดับ เมื่อพิจารณาจากปริมาณของ TOC_o , S_{2o} และ S_2

5.1.5 การประเมินก๊าซธรรมชาติในหินดินดาน

การประเมินก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานในการศึกษาครั้งนี้ถูกพิจารณาโดยใช้ข้อมูลของอุณหภูมิสูงสุด (T_{max}) ค่าการสะท้อนแสงของวิทริไนต์ (R_o) ค่าดัชนีการผลิต (PI) ค่าดัชนีการเปลี่ยนแปลง (TR) ค่าปริมาณคาร์บอนอินทรีย์ทั้งหมด (TOC) ความหนาของชั้นหินดินดานและชนิดของอินทรีย์วัตถุ ผลการศึกษาพบว่าทั้งบริเวณภาคตัดบ้านหนองไทรและภาคตัดตาดใหญ่ประกอบไปด้วยหินต้นกำเนิดที่มีศักยภาพที่ดี

จากการศึกษาชนิดของช่องว่าง (Micropore types) โดยใช้กล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด (SEM) พบว่าค่าความพรุนของหินดินดานของภาคตัดบ้านหนองไทรมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 6.7-6.9 % และค่าความพรุนของหินดินดานของภาคตัดตาดใหญ่มีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 8.6-14.7 % ตามลำดับ โดยทั้งสองภาคตัดนั้นแสดงคุณสมบัติของการเป็นแหล่งกักเก็บปิโตรเลียมที่ดี กล่าวคือ มีปริมาณแร่แปรมากกว่า 50% ในขณะที่มีแร่ดินเหนียวน้อยกว่า 50% และถึงแม้ว่าหินดินดานทั้งสองภาคตัดที่ศึกษานั้นจะมีศักยภาพเป็นหินต้นกำเนิดและหินกักเก็บปิโตรเลียมที่ดี แต่ก็มีศักยภาพการเป็นแหล่งก๊าซธรรมชาติในชั้นหินดินดานแบบพิเศษที่ยังต่ำ เนื่องจากมีปริมาณสารไฮโดรคาร์บอนที่ถูกเก็บรักษาไว้ในชั้นหินดินดานดังกล่าวน้อย

5.2 ข้อเสนอแนะ

การศึกษาหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและศักยภาพของก๊าซธรรมชาติในหินดินดานแบบพิเศษนั้นอยู่บนพื้นฐานของการศึกษาโดยใช้ข้อมูลที่มีอยู่อย่างจำกัด ซึ่งถ้ามีข้อมูลการวิเคราะห์ทางธรณีเคมีและการวิเคราะห์ทางกายภาพที่มากขึ้นก็จะทำให้การประเมินศักยภาพหินต้นกำเนิดปิโตรเลียมและหินกักเก็บปิโตรเลียมนั้นมีความถูกต้องน่าเชื่อถือมากยิ่งขึ้น นอกจากนี้ยังควรมีการใช้ข้อมูลจากการสำรวจ

คลื่นไหวสะเทือนและข้อมูลหลุมเจาะมาใช้ในการประเมินศักยภาพด้านปิโตรเลียมในการศึกษาครั้งต่อไปในอนาคตด้วย โดยวิธีการที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ยังสามารถนำมาประยุกต์ใช้ในการประเมินศักยภาพด้านปิโตรเลียมในชั้นหินอื่น ๆ ในประเทศไทยได้อีกด้วย



บรรณานุกรม

- Adachi, M., Yamamoto, K., and Sugisaki, R. (1986). Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: their geological significance and indication of ocean ridge activity. Sedimentary Geology, 47: p. 125-148
- Agbogun, H. M. D. (2011). Three-Dimensional Measurement of Porosity and Solute-Concentration Distributions during Diffusion in Porous Geologic Media Using X-ray Micro-Computed Tomography. Doctoral Thesis, Academic Unit of Earth Sciences, University of New Brunswick, England.
- Algeo, T.J., and Maynard, J.B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. Chem. Geol. 206: p. 289-318
- Alpern, B. (1970). Classification petrographique des constituants organiques fossiles des roches sedimentaires. Revue Institut Francais du Petrole et Annual Combustion Liquid, Paris. 25: p. 1233-1266
- Altumi, M.M., Elicki, O., Linnemann, U., Hofmann, M., Sagawe, A., and Gärtner, A. (2013). U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages from the Cambrian of Al Qarqaf Arch, central-western Libya: Provenance of the West Gondwanan sand sea at the dawn of the early Palaeozoic. Journal of African Earth Sciences, 79: p. 74-97
- American Clean Skies Foundation, (2008). U.S. Fuel Goals. <http://www.cleanskies.org>.
- Aplin, A.C., and Macquaker, H.S. (2011). Mudstone diversity: origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. AAPG Bulletin. 95(12): p. 2031-2059
- Arsairai, B., (2014). Depositional Environment and Petroleum Source Rock Potential of the late Triassic Huai Hin Lat formation, Northeastern Thailand. Ph. D. Dissertation, Suranaree University of Technology. 310 p.
- Bacon, C.A., Calver, C.R., Boreham, C.J., Leaman, D.E., Morrison, K.C., Revill, A.T. and Volkman, J.K. (2000). The petroleum potential of onshore Tasmania: a review. Bulletin Geological Survey Tasmania. p. 71- 93
- Barr, S.M., and Charusiri, P. (2011). Volcanic rocks. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 415-439

- Barr, S.M., and Charusiri, P. (2011). Volcanic rocks. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 415-439
- Barr, S.M., and Macdonald, A.S. (1991). Toward a late Paleozoic-early Mesozoic model for Thailand. Journal of Thai Geosciences. 1: p. 11-22
- Batten, D.J. (1996). Palynofacies and petroleum potential. In: Jansonius J, McGregor D.C., (eds.). Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas: TX. p. 1065-1084
- Behar, F., and Vandembroucke, M. (1987). Chemical modeling of kerogen. Organic Geochem. 11: p. 15-24
- Behar, F., Beaumont, V., and Penteadó, H. L. (2001). Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. Oil and Gas Science and Technology-Revue de l'Institut Français du Pétrole. 56: p. 111-134
- Belaid, A., Krooss, B. M., and Littke, R. (2010). Thermal history and source rock characterization of a Paleozoic section in the Awbari Trough, Murzuq Basin, SW Libya. Marine and Petroleum Geology. 27: p. 612-632
- Bennett, R.H., O'Brien, N.R., and Hulbert, M.H. (1991). Determinants of clay and shale microfabric signatures: Processes and mechanisms. In: Bennett, R.H., Bryant, W.R., and Hulbert, M.H., (eds.). Microstructure of fine-grained sediments: From mud to shale. New York, Springer-Verlag. (nd): p. 5-32
- Berger, M.J., Hubbell, J.H., Seltzer, S.M., Chang, J., Coursey, J.S., Sukumar, R., Zucker, D.S., and Olsen, K. (2010). XCOM: Photon Cross Section Database (version 1.5). National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, MD
- Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V. and Fage, N. (2008). Climate variability of southern Chile since the Last Glacial maximum: A continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40_S). Journal of Paleolimnology. 39: p. 179-195
- Bish, D.L., and Reynolds, R.C. (1989). Sample preparation for x-ray diffraction. In: Bish, D.L., and Post, J.E., (eds.). Modern powder diffraction. Mineralogical Society of America, Washington, DC. p. 73-100
- Bishop, J.K.B. (1988). The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. Nature. 332: p. 341-343
- Bjørlykke, K. (1974). Depositional history and geochemical composition of epicontinental sediments from the Oslo region. Nor. Geol. Unders. Arsmelding, 305: p. 87-95

- Blissett, D., Keighley, D., Al, T., and Butlerand, K. (2007). Micro CT Analysis of Porosity and Mineral Phases in Carbonate Reservoirs of Eastern Canada. Let it Flow, 2007 CSPG CSEG Convention. November, 2007. p. 494-495
- Booth, J., and Sattayarak, N. (2011). Subsurface Carboniferous-Cretaceous geology of NE Thailand. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 185-222
- Booth, J. E. (1998). The Khorat plateau of NE Thailand- Exploration history and hydrocarbon potential. Proceedings of the 1998 SEAPEX Exploration Conference, December 2-3, 1998, Singapore. p. 169-203
- Bordenave, M.J. (1993). Applied Petroleum Geochemistry, Éditions Technip, Paris. 352 p.
- Bordenave, M.L., Combaz, A., and Giraud, A. (1970). Influence de l'origine des matières organiques et de leur degré d'évolution sur les produits de pyrolyse du kérogène. In: Hobson, G.D., and Speers G.C., (eds.). Advances in organic geochemistry 1966. p. 389-405
- Bordenave, M.L., Espitalié, J., Leplat, P., and Vandembroucke, M. (1993). Screening techniques for source rock-evaluation. In: Bordenave, M.L., (ed.). Applied petroleum geochemistry. Paris, France, Editions Technip. p. 217-278
- Bowker, K.A. (2003a). Recent development of the Barnett Shale play, Fort Worth Basin. West Texas Geological Society Bulletin. 42(6): 1-11.
- Bowker, K. A. (2007). Barnett Shale gas production, Fort Worth Basin: Issues and discussion, America. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 91: p. 523-533
- Breit, G.N., and Wanty, R.B. (1991). Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: A review of geochemical controls during deposition and diagenesis. Chem. Geol. 91: p. 83-97
- Brumsack, H.J. (1989). Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. Geol. Rundsch. 78: p. 851-882
- Bunopas, S. (1981). Palaeogeographic history of Western Thailand and adjacent parts of South-East Asia: A plate-tectonics interpretation. Doctoral Thesis. Victoria University of Wellington, Wellington. (Reprinted in 1982 as Geological Survey Division, Department of Mineral Resources, Geological Survey Paper, No. 5, Special Issue. Bangkok).

- Burnham, A.K. (1989). On the validity of the pristane formation index. Geochimical et Cosmochimica Acta. 53: p. 1693-1697
- Calvert, S.E., and Pedersen, T.F. (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. Marine Geology. 113: p. 67-88
- Calvert, S.E., and Piper, D.Z. (1984). Geochemistry of ferromanganese nodules: multiple diagenetic metal sources in the deep sea. Geochimical et Cosmochimica Acta, 48: p. 1913-1928
- Cardott, B.J. (2012). Hartshorne coal rank applied to Arkoma Basin coalbed methane activity. International Journal of Coal Geology, Oklahoma, USA.
- Chalmers, G. R. , and Bustin, R. M. (2008). Lower Cretaceous gas shales in northeastern British Columbia, Part II: evaluation of regional potential gas resources. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 56 (1): p. 22-61
- Chalmers, G.R., Bustin, R.M., and Power, I.M. (2012). Characterization of gas shale pore systems by porosimetry, pycnometer, surface area, and field emission scanning electron microscopy/ transmission electron microscopy image analyses: Examples from the Barnett, Wordford, Haynesville, Marcellus, and Doig units. AAPG Bulletin. 96: p. 1099-1119
- Charusiri, P., Clark, A.H., Farrar, E., Archibald, D., and Charusiri, B. (1993). Granite belts in Thailand: Evidence from the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological and geological syntheses. Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 8: p. 127-136
- Chen, S., Zhu, Y., Wang, H., Liu, H., Wei, W. and Fang, J. (2011). Shale gas reservoir characterization: A typical case in the southern Sichuan Basin of China. Energy. 36: p. 6609-6616
- Chinoroje, O., and Cole, M. (1995). Permian carbonate in the Dao Ruang-1 exploration well-implication for petroleum potential, Northeast Thailand. Proceedings of international conference on Geology, Geotechnology, and Mineral Resources of Indochina, Khon Kaen University, Khon Khaen, Thailand. p. 563-576
- Chonglakmani, C. (2011). Triassic. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 137-150

- Chonglakmani, C., and Sattayarak, N. (1978). Stratigraphy of the Huai Hin Lat Formation (Upper Triassic) in northeastern Thailand. Third Reg. Conf. on the Geol. and Min. Res. of SE Asia. p. 739-762
- Clarke, R. (2007). Basin focus: Maverick Basin. Oil and Gas Investor. 27: p. 87-90
- Clarkson, C.R., Jensen, J.L., Pedersen, P.K., and Freeman, M. (2012). Innovation methods for flow-unit and pore-structure analyses in tight siltstone and shale gas reservoir. AAPG Bulletin. 96(2): p. 355-374
- Clayton, J.L., and Swetland, P.J. (1978). Subaerial weathering of sedimentary organic matter. Geochimical et Cosmochimical Acta. 42(2): p. 305-312
- Clementz, D.M., Demaison, G.J., and Daly, A.R. (1979). Well site geochemistry by programmed pyrolysis. Proceedings of the Eleventh Annual Offshore Technology Conference. 1: p. 465-470
- Cobbing, E.T., and Khin, Z. (2011). Metalliferous Minerals. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 459-492
- Cohen, A.S. (2003). Paleolimnology: History and Evolution of Lake Systems. Oxford University Press. 500 p.
- Cooper, M.A., Herbert, R. and Hill, G.S. (1989). The structural evolution of Triassic intermontane basins in northern Thailand. In: Thanasuthipak, T., and Ounchanum, P., (eds.). Symposium on Intermontane Basins; Geology and Resources. Chiang Mai University, Chiang Mai, Thailand. p. 231-242
- Core Laboratories. (1993). Applications of organic geochemistry. Western Atlas International Company. p. 154
- Crusius, J., and Thomson, J. (2000). Comparative behavior of authigenic Re, Mo and U during reoxidation and subsequent long-term burial in marine sediments. Geochimical et Cosmochimica Acta. 64: p. 2233-2243
- Curtis, J.B. (2002). Fractured shale-gas systems. AAPG Bulletin. 86(11): p. 1921-1938
- Curtis, J.B. (2009). Shale gas: from onerous child to premier resource. The Research Partnership to Secure Energy for America (RPSEA) Mid-Continent Gas Shales Forum, June 4, 2009, Chicago, Illinois, America.
- Dai, H.M., Huang, D., Liu, X.M., Yang, Y., He, X.M., and Peng, H.R. (2008). Natural Gas Geoscience. 19(4): p. 503-508

- Daskaladis, K.D., and Helz, G.R. (1993). The solubility of sphalerite in sulfidic solutions at 25 °C and 1 atm pressure. Geochimical et Cosmochimica Acta. 57: p. 4923-4931
- Davis, A. (1984). Coal petrology and petrographic analysis. In: Ward, C.R., (ed.). Coal Geology and Coal Technology. Blackwell Scientific Publications. p. 74-112
- Dewhurst, D.N., Yang, Y., and Aplin, A.C. (1999). Permeability and fluid flow in natural mudstones. In: Aplin, A.C., Fleet, A.J., and Macquaque, J.H.S., (eds.). Muds and mudstones: Physical and fluid flow properties. Geological Society (London) Special Publication. 158: p. 23-43
- Dill, H. (1986). Metallogensis of early Palaeozoic graptolite shales from the Graefenthal Horst (northern Bavaria-Federal Republic of Germany). Econ. Geol. 81: p. 889-903
- Dill, H., Teschner, M., and Wehner, H. (1988). Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian carbonaceous fan sequences (Brandschiefer Series)-Federal Republic of Germany: Constraints to their palaeogeography and assessment of their source rock potential. Chem. Geol. 67: p. 307-325
- DMF (2014). <http://www.dmf.go.th/index.php?act=epsummary&sec=concession>
- DMR (2007). <http://www.dmr.go.th/download/pdf/NorthEast/korat.pdf>.
- DMR (2008). http://www.dmr.go.th/ewtadmin/ewt/dmr_web.
- DMR. (2012). Huai Hin Lat Stratigraphy. Unpublished report. 63 p.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.). Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir. 1: p. 108-171
- Durand, B. (1993). Composition and structure of organic matter in immature sediments. In: Bordenave, M.L., (ed.). Applied Petroleum Geochemistry, Paris. p. 77-100
- Dymond, J., Suess, E., and Lyle, M. (1992). Barium in deep-sea sediments: A geochemical proxy for paleoproductivity. Paleoceanography. 7: p. 163-181
- EIA (Energy Information Administration), (1999). Natural Gas 1998: Issues and Trends. http://www.eia.doe.gov/pub/oil_gas/natural_gas/analysis_publications/natural_gas_1998_issues_trends/pdf/it98.pdf.
- EIA (Energy Information Administration), (2007). International Energy Outlook 2007: Natural Gas. [http://tonto.eia.doe.gov/FTP/ROOT/forecasting/0484-\(2007\).pdf](http://tonto.eia.doe.gov/FTP/ROOT/forecasting/0484-(2007).pdf).

- EIA (Energy Information Administration), (2008). Annual Energy Outlook 2008 with Projections to 2030. [http://www.eia.doe.gov/oiaf/aeo/pdf/0383\(2008\).pdf](http://www.eia.doe.gov/oiaf/aeo/pdf/0383(2008).pdf).
- Eichhubl, P., and Boles, J. R. (1998). Vein formation in relation to burial diagenesis in the Miocene Monterey Formation, Arroyo Burro Beach, Santa Barbara, California. In: Eichhubl, P., (eds.). Diagenesis, deformation, and fluid flow in the Miocene Monterey Formation. Pacific Section SEPM Special Publication, 83: p. 15-36
- Embry, A.F., and Klovan, J.E. (1971). A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island. Canadian Petroleum Geology Bulletin. 19: p. 730-781
- EPA (Environmental Protection Agency), (2012). 2012 Inventory of U.S. Greenhouse Gas Emissions and Sinks. U.S. Environmental Protection Agency: Washington, DC.
- Ernst, T.W. (1970). Geochemical Facies Analysis. Amsterdam, Elsevier. 152 p.
- Espitalié, J., and Bordenave, M.L. (1993). Rock eval pyrolysis. In: Bordenave, M.L., (ed.). Applied petroleum geochemistry. 2: p. 237-272
- Espitalié, J., Deroo, G., and Marquis, F. (1985). Rock Eval Pyrolysis and Its Applications. Preprint; Institut Francais du Petrole, Geologie. 40: p. 563-579
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J. and Boutefeu, A. (1977). Methode rapide de caracterization des roches meres, de leur potential petrolier et de leur degre d'evolution. Rev. Inst. Franc. du Petr., 32. p. 23-45
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J.J., and Leplat, P. (1977). Source rock characterization method for exploration. Proceedings of the Ninth Annual Offshore Technology Conference. vol. 3. p. 439-444
- Espitalié, J., Marquis, F., and Borsony, I. (1984). Geochemical logging. In: Voorhees, K.J., (ed.). Analytical pyrolysis, London, Butterworth Co., Ltd. p. 276-304
- Espitalié, J., Senga Makada, F., and Trichet, J. (1984). Geochemical logging. In: Butterworth, B. and Co (Publisher). (eds.). Analytical pyrolysis. p. 276-304
- Esso International Report Non Sung-1, (1985). Geological Completion report, well Non Sung-1. Internal report on file with Department of Mineral Fuels, Bangkok (unpublished).
- Fishman, N.S., Hackley, P.C., Lowers, H.A., Hill, R.J., Egenhoff, S.O., Eberl, D.D., and Blum, A.E. (2012). The nature of porosity in organic-rich mudstones of the Upper Jurassic Kimmeridge Clay Formation, North Sea, offshore United Kingdom. International Journal of Coal Geology. 19: np.

- Fowler, M., Snowdon, L., and Stasiuk, V. (2005). Applying petroleum geochemistry to hydrocarbon exploration and exploitation. American Association of Petroleum Geologists Short Course Notes. June 18-19, 2005, Calgary, Alberta. 224 p.
- Fraser, T.A., Allen, T.L., Lane, L.S., and Reyes, J.C. (2011). Shale gas potential of Devonian shale in north Yukon: Results from a diamond drillhole study in western Richardson Mountains. In: MacFarlane, K. E., and Sack, P. J., (eds.). Yukon Geological Survey. p. 45-74
- Gale, J.F.W., and Holder, J. (2010). Natural fractures in some U.S. shales and their importance for gas production. Petroleum Geology Conference Series 7. (nd): p. 1131-1140
- Gehman, H.M. (1962). Organic matter in limestones. Geochimical et Cosmochimica Acta. 26: p. 885-897
- German, C.R., and Elderfield, H. (1990). Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. Paleoceanography. 5: p. 823-833
- Gingele, F., and Dahmke, A. (1994). Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. Paleoceanography. 9: p. 151-168
- Giraud, A. (1970). Application of pyrolysis and gas chromatography to the geochemical characterization of kerogen in sedimentary rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 54: p. 439-455
- Gransch, J.A., and Eisma, E. (1970). Characterisation of the insoluble organic matter of sediments by pyrolysis. In: Hobson, G.D., and Speers G.C., (eds.). Advances in organic geochemistry 1966. p. 407-426
- Grosjean, E., Adam, P., Connan, P., and Albrecht, P. (2004). Effects of weathering on nickel and vanadyl porphyrins of a Lower Toarcian shale of the Paris basin. Geochimical et Cosmochimica Acta. 68: p. 789-804
- Ground Water Protection Council, (2009). Modern Shale Gas Development in the United States: A Primer. Oklahoma, America. 96 p.
- Gupta L.P., and Kawahata, H. (2006). Downcore diagenetic changes in organic matter and implications for paleoproductivity estimates. Global and Planetary Change. 53: p. 122-136

- Haile, N.S. (1973). Note on Triassic fossil pollen from Nam Pha Formation, Chulabhon (Nam Phrom) Dam, Thailand. *GST Newsletter*. 6(1): p. 15-16
- Hallam, A. (1980). Black shales. *Journal of the Geological Society of London*. 137: p. 123-124
- Hallberg, R. O. (1976). A geochemical method for investigation of palaeoredox conditions in sediments. *Ambio, Spec. Rep.* 4: p. 139-147
- Hallberg, R.O. (1982). Diagenetic and environmental effects on heavy-metal distribution in sediments: A hypothesis with an illustration from the Baltic Sea. In: Fanning, K. A., Manheim, F. T., (eds.). *The Dynamic Environment of the Ocean Floor*. Lexington, Lexington Books. p. 305-316
- Hill, R.J., Zhang, E., Katz, B.J., and Tang, Y. (2007). Modeling of gas generation from the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas. *AAPG Bulletin*. 91(4): p. 501-521
- Hower, J.C., and Davis, A. (1981). Vitrinite reflectance anisotropy as a tectonic fabric element. *Geology*. 9: p. 165-168
http://www.dmf.go.th/dmfweb/index.php?option=com_content&view=article&id=184&Itemid=11&lang=th
- Huerta-Diaz, M.A., and Morse, J.W. (1990). A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. *Mar. Chem.* 29: p. 119-144
- Huerta-Diaz, M.A., and Morse, J.W. (1992). Pyritisation of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 56: p. 2681-2702
- Hunt, J.M. (1996). *Petroleum geochemistry and geology*. New York, Second Edition. 743 p.
- Independent Petroleum Association of Mountain States (IPAMS), (2008). America's independent natural gas producers. *Producing Today's Clean Energy, Ensuring Tomorrow's Innovation*. <http://www.ipams.org/media/docs/Callupdraft10.pdf>.
- International Committee for Coal Petrology (ICCP), (1971). *International Handbook of Coal Petrography*, 1st Supplement to 2nd Edition. CNRS, Paris.
- Iwai, J., Asama, K., Veeraburus, M., and Hongnusunthi, A. (1966). Stratigraphy of the so-called Khorat Series and a note on the fossil planbearing Paleozoic strata in Thailand: Japan. *Journal of Geol. Geogr.* 37(1): p. 21-38.
- James, R., Cumming, G. V., Mutsamai, S., and Lunwongsa, W. (2008). Tectonic setting of the Chatree epithermal gold-silver deposit, Loei fold belt, Petchabun Province,

- Central Thailand (abs.). International Conference on the Tectonic of Northwestern Thailand, 2008, Chiang Mai. Thailand. p. 14-15
- Jarvie, D.M. (2012). Shale resource systems for oil and gas: part 1-shale-gas resource systems. In: Breyer, J. A., (ed.). Shale reservoirs-giant resources for the 21st century, AAPG Memoir. 97: p. 69-87
- Jarvie, D. M. , and Lundell, L. L. (2001). Amount, type, and kinetics of thermal transformation of organic matter in the Miocene Monterey Formation. In: Isaacs, C. M., and Rullkotter, J., (eds.). The Monterey Formation: From rocks to molecules. New York. Columbia University Press. chapter 15. p. 268-295
- Jarvie, D.M., Claxton, B.L., Henk, F., and Breyer, J.T. (2001). Oil and shale gas from the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas. AAPG Annual Meeting Program. 10: A100.
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., and Pollastro, R.M. (2005). Assessment of the gas potential and yields from shales: The Barnett Shale model. In: Cardott, B., (ed.). Oklahoma Geological Survey Circular 110, Unconventional Gas of the Southern Mid-Continent Symposium, March 9-10, 2005, Oklahoma City, Oklahoma. p. 37-50
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., Pollastro, R.M., Wavrek, D.A., Bowker, K.A., Claxton, B.L., and Tobey, M.H. (2003). Evaluation of unconventional natural gas prospects: The Barnett Shale fractured shale gas model (abs.). 21st International Meeting on Organic Geochemistry (Book of Abstracts, Part II, pp. 3-4), September 8-12, 2003, Krakow, Poland.
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., Pollastro, R.M., Wavrek, D.A., Bowker, K.A., Claxton, B.L., and Tobey, M. H. (2004). Geochemical characterization of thermogenic gas and oil in the FortWorth Basin, Texas (abs.). AAPG Annual Meeting Program. 13: A71.
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., Ruble, T.E., and Pollastro, R.M. (2007). Unconventional shale-gas systems: the Mississippian Barnett Shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment. AAPG Bulletin. 91: p. 475-499
- Jeandel, C., Tachikawa, K., Bory, A., and Dehairs, F. (2000). Biogenic barium in suspended and trapped material as a tracer of export production in tropical NE Atlantic (EUMELI sites). Mar. Chem. 71: p. 125-142
- Johannes, I., Kruusement, K., Veski, R., Bojesen-Koefoed J.A. (2006). Characterisation of pyrolysis kinetic by rock- Eval basic data. Oil Shale. Estonian Academy Publishers. 23(3): p. 249-257

- Jones, B., and Manning, D.A.C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. Chemical Geology. 111: p. 111-129
- Kakuwa, Y., and Matsumoto, R. (2006). Ceriumnegative anomaly just before the Permian and Triassic boundary event-the upward expansion of anoxia in the water column. Palaeogeography Palaeoclimatology Paleoecology. 229: p. 335-344
- Kamvong, T., and Khin, Z. (2009). The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei fold belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulphur isotope studies. Journal of Asian Earth Sciences. 34: p. 624-633
- Khashayar, T., (2010). Application of Rock-Eval6 in Detection Seepage of Yortshah Gas Storage. World Applied Sciences Journal. 8 (10): p. 1193-1199
- Khositchisri, W.R. (2012). Petroleum geochemistry of Huai Hin Lat Formation in Ampoe Nam Nao, Changwat Petchabun and Ampoe Chumpae, Changwat Khon Kaen, Thailand. Master Thesis, Chulalongkorn University, Thailand (unpublished). 127 p.
- Ko, T. (2010). Characterization of gas generated by sequential hydrous pyrolysis of potential gas-prone source rocks for tight-gas reservoir in the Rocky Mountain area. Master Thesis. Colorado School of Mines, America.
- Kobayashi, T., and Tokuyama, A. (1959). The Halobiidae from Thailand. Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Sect. 2. 1291: p. 27-30
- Kobayasi, T. (1973). Upper Triassic estheriids in Thailand and the conchostracan development in Asia in Mesozoic Era. Geology and Palaeontology of Southeast Asia. 16: p. 57-90
- Kon'no, E., and Asama, K. (1973). Mesozoic plants from Khorat, Thailand. Geology and Palaeontology of Southeast Asia. Tokyo University Press. 12: p. 149-172
- Krecji-Graf, K. (1975). Geochemical facies of sediments. Soil Sci. 119: p. 20-23
- Krinalley, D.H., and Doornkamp, J.C. (1973). Atlas of Quartz Grain Surface Textures. Cambridge University Press. Cambridge. 91 p.
- Krokstad, W., Schou, L., Leith, L.T., Vigran, J.O., Due, A., Rendall, H., Andersen, W., Berg, T., Haugen, G., and Vinge, T. (1986). Source rock evaluation of well 15/12-4.

- hydrocarbon characterization of oil, cuttings and cores. Report, IKU Sintkf-Oruppkn. 399 p.
- Kuchinskiy, V., Gentry, K., and Hill, R. (2012). Source Rock Evaluation Technique: A Probabilistic Approach for Determining Hydrocarbon Generation Potential and In-Place Volume for Shale Plays (abstract and presentation). AAPG Annual Convention and Exhibition. April 22-25, 2012, Long Beach, California, America.
- Levine, J.R., and Davis, A. (1989). Reflectance anisotropy of Upper Carboniferous coals in the Appalachian foreland basin, Pennsylvania, USA. International Journal of Coal Geology. 13: p. 341-373
- Levine, J.R., and Davis, A. (1990). Reflectance anisotropy of Carboniferous coals in the Appalachian Foreland Basin, Pennsylvania, U.S.A. International Journal of Coal Geology. 16: p. 201-204
- Lewan, M.D. (1984). Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. Geochimica et Cosmochimica Acta 48: p. 2231-2238
- Lewan, M.D., and Maynard, J.B. (1982). Factors controlling the enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta. 46: p. 2547-2560
- Lewis, D., and McConchie, D. (1937). Analytical Sedimentology. New York, America. 197 p.
- Leythaeuser, D. (1973). Effects of weathering on organic matter in shales. Geochimica et Cosmochimica Acta. 37: p. 113-120
- Li, H., Zhai, M., Zhang, L., Zhou, Y., Yang, Z., He, J., Liang, J., and Zhou, L. (2013). The Distribution and Composition Characteristics of Siliceous Rocks from Qinzhou Bay-Hangzhou Bay Joint Belt, South China: Constraint on the Tectonic Evolution of Plates in South China. Scientific World Journal. 2013: 25 p.
- Lima, I., Oliveira, M., Da Rocha, P., and Lopes, R.T. (nd). Characterization of porous reservoir rock systems through Micro-CT. Published report.
- Liu, L., Zhang, A., Chen, D., Yang, J., Luo, J., and Wang, C. (2007). Implications Based on LA-ICP-MS Zircon U-Pb Ages of Eclogite and Its Country Rock from Jianggalesayi Area, Altyn Tagh, China. Journal of Earth Science Frontiers. 14(1): p. 98-107
- Lopatin, N.V., Zubairae, S.L., Kos, I.M., Emets, T.P., Romanov, E.A., and Malchikhina, O.V. (2003). Unconventional oil accumulations in the Upper Jurassic Bazhenov black

- shale formation, West Siberian Basin: a self-sourced reservoir system. Journal of Petroleum Geology. 26(2): p. 225-244
- Loucks, R.G., and Ruppel, S.C. (2007). Mississippian Barnett Shale: lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas. AAPG Bulletin. 91(4): p. 579-601
- Loucks, R.G., Reed, R.M., Ruppel, S.C., and Hammes, U. (2012). Spectrum of pore types and networks in mudrocks and a descriptive classification for matrix-related mudrock pores. American Association of Petroleum Geologist Bulletin. 96: p. 1071-1098
- Loucks, R.G., Reed, R.M., Ruppel, S.C., and Jarvie, D.M. (2009). Morphology, genesis, and distribution of nanometer-scale pore in siliceous mudstones of the Mississippian Barnett Shale. Journal of Sedimentary Research 79: p. 848-861
- Love, L.G. (1962). Pyrite spheres in sediments. In: Jensen, M.L., (ed.). Biogeochemistry of sulfur isotopes. New Haven, Connecticut, Yale University, N.S.F. Symposium. p. 121-143
- Mackenzie, F.T., Ver, L.M., Sabine, C., Lane, M., and Lerman, A. (1993). C, N, P, S global biogeochemical cycles and modelling of global change. In: Wollast, R., Mackenzie, F.T., Chou, L., (eds.). Interactions of C, N, P, and S, Biogeochemical Cycles and Global Changes. NATO ASI series, 4: p. 1-61
- Martini, A.M., Walter, L.M., Ku, T.C.W., Budai, J.M., McIntosh, J.C., and Schoell, M. (2003). Microbial production and modification of gases in sedimentary basins: a geochemical case study from a Devonian shale gas play, Michigan Basin. AAPG Bulletin. 87(8): p. 1355-1375
- Martin-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., and Giral, S., Martínez-Ruiz, F., and Jiménez-Espejo, F. (2011). Geochemical process in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zonar Lake, southern Spain. Journal of Paleolimnol. 46: p. 405-421
- Matchette-Downes, C. (2009). Guide to optical microscopy in petroleum geochemistry, Report, MDOIL Limited, England.
- McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., and Stankiewicz, A. (2011). Basic Petroleum Geochemistry for Source Rock Evaluation. Oilfield Review Summer 2011. Schlumberger. 23(2): p. 31-43

- McCarthy, M., Beaupre, S. R., Walker, B. D., Voparil, I., Guilderson, T. P., and Druffel, E. R. M. (2011). Chemosynthetic origin of ^{14}C -depleted dissolved organic matter in a ridge-flank hydrothermal system. *Nat Geosci.* Vol. 4. p. 32-36
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E. and Holm, C. (2005). Authigenic uranium: relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochimical et Cosmochimica Acta.* 69: p. 95-108
- Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., and Jacobs, P. (2003). Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences. *Geological Society*. London, Special Publication. 215: 243 p.
- Meesook, A., and Saengsrichan, W. (2011). Jurassic. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). *The Geology of Thailand*. Geological Society of London. p. 151-168
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., and Mendonça, J.O. (2011c). Organic composition (palynofacies analysis). *ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter*. P. 33-81
- Metacafe, I. (1984). Stratigraphy, palaeontology and palaeogeography of the Carboniferous of Southeast Asia. *Memories de la Societe Geologique de France*. 147: p. 107-118
- Meyers, P.A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*. 27: p. 213-250
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., and Lyons, T.W. (2005). Organic carbon burial rate and the molybdenum proxy: Theoretical framework and application to Cenomanian-Turonian oceanic event 2. *Paleoceanography* 20: 2002.
- Miles, A.J. (1994). Glossary of terms applicable to the petroleum system. In: Magoon, L. B., Dow, W.G., (eds.). *The Petroleum System-From Source to Trap: AAPG Memoir*. 60: p. 643-644
- Monnin, C., Jeandel, C., Cattaldo, T., and Dehairs, F. (1999). The marine barite saturation state of the world's oceans. *Mar. Chem.*, 65: p. 253-261
- Montgomery, S.L., Jarvie, D.M., Bowker, K.A., Pollastro, R.M. (2005). Mississippian Barnett Shale, Fort Worth basin, north-central Texas: gas-shale play with multi-trillion cubic foot potential. *AAPG Bulletin*. 89(2): p. 155-175
- Morford, J.L., and Emerson, S. (1999). The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimical et Cosmochimica Acta*. 63: p. 1735-1750

- Morse, J.W., and Luther, G.W. (1999). Chemical influences on trace metalsulfide interactions in anoxic sediments. Geochimical et Cosmochimica Acta. 62: p. 3373-3378
- Mouret, C., Heggemann, H., Gouadain, J., and Krisadasima, S. (1993). Geological history of the siliciclastic Mesozoic strata of the Khorat Group in the Phu Phan Range area, Northern Thailand. Proceedings of the International symposium on Biostratigraphy of mainland Southeast Asia: Facies and Palaeontology. vol. 1. Chiang Mai, Thailand. p. 23-31
- Murray, R.W., and Leinen, M. (1993). Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135 °W: Tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. Geochimical et Cosmochimica Acta. 57: p. 4141-4163
- Navigant Consulting, (2008). North American Natural Gas Supply Assessment. American Clean Skies Foundation.
- Nelson, D.R. (2001). An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircon. Sed. Geol. 141-142: p. 37-60
- Nixon, W.C. (1969). Scanning electron microscopy; Contemporary Physics. 10: p. 61-69
- Norrish, K., and Hutton, J.T. (1969). An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. Geochim. Cosmochim. Acta. 33: p. 431-454
- O'Brien, N.R. (1971). Fabric of kaolinite and illite floccules. Clays and Clay Minerals. 19: p. 353-359
- O'Brien, N.R. (1972). Microstructure of a laboratory sedimented flocculated illitic sediment. Canadian Geotechnical Journal. 9: p. 120-122
- Paltsev, S., O'Sullivan, F., and Ejaz, Q. (2013). Shale gas in China. Shale gas in China: Can we expect a revolution?. GTAP Conference on Global Economic Analysis in Shanghai, June 12-14, 2013, China. p. 1-18
- Pashin, J.C. (2008). Coal as petroleum source rock and reservoir rock. In: Ruiz, I. S., Crelling, J. C., (eds.). Applied Coal Petrology-The Role of Petrology in Coal Utilization. Elsevier, Amsterdam. p. 227-262

- Passey, Q. R., Bohacs, K. M., Esch, W. L., Klimentidis, R., and Sinha, S. (2010). From oil-prone source rock to gas-producing shale reservoir-Geologic and petrophysical characterization of unconventional shale gas reservoirs. Proceeding of the North American Unconventional Gas Conference and Exhibition, Society of Petroleum Engineers (SPE Paper). 131350: 29 p.
- Patterson, J.H., Ramsden, A.R. and Dale, L.S. and Fardy, J.J. (1986). Geochemistry and mineralogical residences of trace elements in oil shales from Julia Creek, Queensland, Australia. Chem. Geol. 55: p. 1-16
- Paytan, A., and Kastner, M. (1996). Benthic Ba fluxes in the central Equatorial Pacific, implications for the oceanic Ba cycle. Earth Planet. Sci. Lett. 142: p. 439-450
- Paytan, A., Cade-Menun, B.J., McLaughlin, K., and Faul, K.L. (2003). Selective phosphorus regeneration on sinking marine particles: evidence from ³¹P-NMR. Mar. Chem. 82: p. 55-70
- Paytan, A., Moore, W.S., and Kastner, M. (1996). Sedimentation rate as determined by ²²⁶Ra activity in marine barite. Geochim. Cosmochim. Acta. 60: p. 4313-4319
- Pelet, R. (1985). Evaluation quantitative des produits formes lors de l' evolution geochimique de la matiere organique. Revue Institut Franc,ais du Petrole´. 40(5): p. 551-562
- Peters, K.E., Walters, C.C., and Moldowan, J.M. (2005). The Biomarker Guide, Volume 1. Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History. Cambridge University Press, New York. 471 p.
- Peters, K.E. (1986). Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 70(3): p. 318-329
- Peters, K.E., and Cassa, M.R. (1994). Applied source rock geochemistry. In: Magoon, L.B., Dow, W.G., (eds.). The Petroleum System-From Source to Trap. AAPG Memoir. 60: p. 93-120
- Peters, K.E., Magoon, L. B., Bird, K.J., Valin, Z.C., and Keller, M.A. (2006). North Slope, Alaska: Source rock distribution, richness, thermal maturity, and petroleum charge. AAPG Bulletin. 90(2): p. 261-292

- Piper, D.Z., and Perkins, R.B. (2004). A modern vs. Permian black shale; the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. Chem. Geol. 206: p. 177-197
- Pitman, J.K., Price, L.C., and LeFever, J.A. (2001). Diagenesis and fracture development in the Bakken Formation, Williston Basin: Implications for reservoir quality in the middle member. U.S. Geological Survey Professional Paper. 1653: 19 p.
- Piyasin, S. (1995). The hydrocarbon potential of the Khorat Plateau. In: Wannakao, L., (ed.). Proceedings of the International Conference on Geology, Geotechnology and Mineral Resources of Indochina Conference. Khon Kaen University, Khon Kaen, Thailand. p. 551-562
- Polachan, S., Srikulwong, S., Yuwanasiri, S., and Tungkaew, T. (1980). Geology of the North-Central Thailand. Onshore Petroleum Exploration Report, no.1. Mineral Fuels Division, Department of Mineral Resources (in Thai). 102 p.
- Pollastro, R.M. (2003). Geological and production characteristics utilized in assessing the Barnett Shale continuous (unconventional) gas accumulation, Barnett-Paleozoic total petroleum system. Fort Worth Basin, Texas, Barnett Shale Symposium. November 12- 13, 2003, Ellison Miles Geotechnology, Institute of Brookhaven College, Dallas, Texas. p. 1-6
- Pollastro, R.M., Hill, R.J., Ahlbrandt, T.A., Charpentier, R.R., Cook, T.A., Klett, T. R., Henry, M. E., and Schenk, C. J. (2004b). Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Bend arch-Fort Worth basin province of north-central Texas and southwestern Oklahoma, 2003. U. S. Geological Survey Fact Sheet 2004-3022. p. 1-2
- Pollastro, R. M., Hill, R. J., Jarvie, D. M., and Adams, C. (2004a). Geologic and organic geochemical framework of the Barnett-Paleozoic Total Petroleum System, Bend arch-Fort Worth basin, Texas (abs.). AAPG Annual Meeting Program (abstract, vol. 13, pp. A113).
- Pollastro, R.M., Hill, R.J., Jarvie, D.M., and Henry, M.E. (2003). Assessing undiscovered resources of the Barnett–Paleozoic total petroleum system. Bend arch-Fort Worth Basin Province, Texas (abs.). AAPG Southwest Section Convention, Fort Worth, Texas. March 1-5, 2003. p. 1-18

- Potter, J., Richards, B.C., and Goodarzi, F. (1993). The organic petrology and thermal maturity of lower Carboniferous and Upper Devonian source rocks in the Liard basin, at Jackfish Gap-Yohin Ridge and North Beaver River, northern Canada: implications for hydrocarbon exploration. Energy Sources. 15: p. 289-314
- Prakash Babu, C., Brumsack, H.J., Schnetger, B., and Bottcher, M.E. (2002). Barium as a productivity proxy in continental margin sediments: a study from the eastern Arabian Sea. Mar. Geol. 184: p. 189-206
- Public Lands Advocacy, (2008). Energy insecurity. Public Lands Advocacy NEPA-Permitting Seminar/ 2008 Annual Meeting. <http://www.publiclandsadvocacy.org/presentations.htm>.
- Racey, A., and Goodall, J.G.S. (2009). Palynology and stratigraphy of the Mesozoic Khorat Group red bed sequences from Thailand. In: Buffetaut, E., Cuny, G., Le Loeuff, J., and Suteethorn, V., (eds.). Late Palaeozoic and Mesozoic Ecosystems in SE Asia, Geological Society, London, Special Publications. 315: p. 67-81
- Racey, A., Love, M.A., Canham, A.C., Goodall, J.G.S., Polachan, S., and Jones, P.D. (1996). Stratigraphy and reservoir potential of the Mesozoic Khorat Group, NE Thailand, Part I: stratigraphy and sedimentary evolution. Journal of petroleum Geology. 18: p. 5-39
- Reolid, M., Rodriguez-Tovar, F. J., Marok, A., and Sebane, A. (2012). The Toarcian oceanic anoxic event in the Western Saharan Atlas, Algeria (North African paleomargin): Role of anoxia and productivity. Geological Society of America Bulletin. 124(9-10): p. 1646-1664
- Ridd, M.F. (2007). A geological traverse across peninsular Thailand. Journal of the Geological society of Thailand. 2006-2007: p. 1-48
- Ridd, M.F. (2009a). The Phuket Terrane. A Late Palaeozoic rift at the margin of Sibumasu. Journal of Asian Earth Science. 36: p. 238-251
- Ridd, M.F. (2009b). Geological history of the Sibumasu Block in Peninsular Thailand: Report of a Geologists' Association field meeting in 2007. Proceedings of the Geologists Association Conference. vol. 120. p. 163-174
- Ridd, M.F., Barber, A.J., and Crow, M.J. (2011). Introduction to the geology of Thailand. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 1-17

- Rona, P.A. (1988). Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. Canadian Mineralogist. 26: p. 431-465
- Ross, D.J.K., and Bustin, R.M. (2007). Shale gas potential of the Lower Jurassic Gordondale Member, northeastern British Columbia, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 55(1): p. 51-75
- Ross, D.J.K., and Bustin, R.M. (2009). The importance of shale composition and pore structure upon gas storage potential of shale gas reservoirs. Marine and Petroleum Geology. 26: p. 916-927
- Rutsch, H.J., Mangini, A., Bonani, G., Dittrich-Hannen, B., Kubile, P. W., Suter, M., and Segl, M. (1995). 10 Be and Ba concentrations in western African sediments trace productivity in the past. Earth Planet. Sci. Lett. 133: p. 129-143
- Salam, A., Zaw, K., Meffre, S., Golding, S., McPie, J., Suphananthi, S., and James, R. (2008b). Mineralisation and oxygen isotope zonation of Chatree epithermal gold-silver deposit, Petchabun Province, Central Thailand. PACRIM Congress, 2008 (extend abstract). November 24- 26, 2008, Australian Institute of Mining and Metallurgy, Gold Coast, Australia. p. 123-131
- Salam, A., Zaw, K., Meffre, S., McPie, J., Cumming, G., Suphananthi, S., and James, R. (2008a). Stratigraphy and geochemistry of Permian to Triassic Chatree volcanics, Petchabun Province, Central Thailand (abs.). International Conference on the Tectonic of Northwestern Thailand. 2008, Chiang Mai. p. 37-38
- Sattayarak, N. (1983). Review of the continental Mesozoic stratigraphy of Thailand. In: Nutalaya, P., (ed.). Proceedings of a workshop on stratigraphic correlation of Thailand and Malasia . vol. 1. p. 127-140
- Sattayarak, N. (1987). Petroleum geological along Lom Sak-Chumpare highway. The 4th Department of Mineral Resources Conference, Department of Mineral Resources (in Thai). Bangkok, Thailand. p. 276-300
- Sattayarak, N. (2005). Petroleum potential of the Northeast, Thailand. Proceedings of the international conference on geology, geotechnology and mineral resources of Indochina. Khon Kaen University. Thailand. p. 21-29
- Sattayarak, N., and Polachan, S. (1990). Rocksalt underneath the Khorat Plaeau. Proceeding of the Department of Mineral Resources Technical Conference. Bangkok, Thailand (in Thai). p. 1-14

- Sattayarak, N., Polachan, S., and Charusiriawad, R. (1991). Cretaceous rock salt in the NE part of Thailand (abs.). Proceedings of the GEOSEA VII Conference. November 5-8, 1991, Bangkok, Thailand. p. 1-36
- Sattayarak, N., Polachan, S., Assvarittiprom, V., Sitahirun, S., Chaisilboon, B., and Suppitaya, P. (1996). Field trip guide to sedimentary and petroleum geology marine Permian and non-marine Mesozoic, rim of the Khorat Plateau. Department of Mineral Resources. Bangkok. 59 p.
- Sattayarak, N., Srikulwong, S., and Pum-In, S. (1989). Petroleum Potential of the Triassic pre-Khorat intermontane basin in Northeastern Thailand. In: Thanasuthipitak, T., (ed.). Proceedings of the International symposium on Intermontane Basins: Geology and Resources Conference. Chiang Mai, Thailand. p. 43-58
- Sawaki, Y., Nishizawa, M., Suo, T., Komiya, T., Hirata, T., Takahata, N., Sano, Y., Han, J., Kon, Y., and Maruyama, S. (2008). Internal structures and U–Pb ages of zircons from a tuff layer in the Meishucunian formation, Yunnan Province, South China. Gondwana Research. 14: p. 148-158
- Schieber J, (1999). Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record. In: Hagadorn J.W, Pflüger F, Bottjer D.J, (eds.). Unexplored microbial worlds. *Palaios*. 14: p. 3-13
- Schieber, J. (1998). Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones- examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, USA. Sedimentary Geology. 120: p. 105-124
- Schieber, J., Southard, J. B., and Thaisen, K. (2007). Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. Science. 318: p. 1760-1763
- Schmoker, J.W. (1994). Volumetric calculation of hydrocarbons generated. In: Magoon, L.B., and Dow, W.G., (eds.). The petroleum system-from source to trap. *AAPG Memoir*. 60: p. 323-326
- Schmoker, J. W. (1995). Method for assessing continuous-type (unconventional) hydrocarbon accumulations. In: Gautier, D.L., Dolton, G.L., Takahashi, K.J., and Varnes, K.L., (eds.). U.S. Geological Survey Digital Data Series.
- Schmoker, J.W., Quinn, J.C., Crovelli, R.A., Nuccio, V.F., and Hester, T.C. (1996). Production characteristics and resources assessments of the Barnett Shale continuous

- (unconventional) gas accumulation, Fort Worth basin, Texas. U.S. Geological Survey Open-File Report OF-96-254. p. 1-20
- Schneebeili-Hermann, E., Hochuli, P.A., Bucher, H., Goudemand, N., Bruhwiler, T., and Galfetti, T. (2012). Palynology of the Lower Triassic succession of Tulong, South Tibet-Evidence for early recovery of gymnosperms. Journal of Palaeogeology, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 339: p. 12-24
- Selley, R.C. (2005). UK shale-gas resources. Petroleum Geology; North-west Europe and Global Perspectives. Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference.
- Selly, R.C. (2000). Applied sedimentology, second edition. Academic Press. London. England. 523 p.
- Senftle, J.T., and Landis, C.R. (1991). Vitrinite Reflectance as a Tool to Assess Thermal Maturity. In: Merrill, R.K., (ed.). Source and Migration Processes and Evaluation Techniques. Tulsa. AAPG Bulletin. (nd): p. 119-125
- Shen, J., Algeo, T.J., Hu, Q., Xu, G., Zhou, L., and Feng, Q. (2012). Volcanic perturbations of the marine environment in South China preceding the latest Permian mass extinction and their biotic effects. Geobiology. 10: p. 82-103
- Slatt, R.M., and O'Brien, N.R. (2011). Pore types in the Barnett and Woodford gas shales: Contribution to understanding gas storage and migration pathways in fine-grained rocks. AAPG Bulletin. 95(12): p. 2017-2030
- Slatt, R.M., Philp, P.R., O'Brien, N.R., Abousleiman, Y., Singh, P., Eslinger, E.V., Perez, R., Potas, R., Baruch, E.T., Marfurt, K.J., and Madrid-Arroyo, S., (nd). Submitted to AAPG book on gas shales. 24 p.
- Smart, P., and Tovey, N.K. (1982). Electron Microscopy of Soils and Sediments. Clarendon Press. Oxford.
- Smith, N., Turner, P., and Williams, G. (2010). UK data and analysis for shale gas prospectivity. In: Vining, B.A., and Pickering, S.C., (eds.). Petroleum Geology Conference series 2010: Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers-Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference. p. 1087-1098
- Sondergeld, C.H., Ambrose, R.J., Rai, C.S., Moncrieff, J. (2010). Microstructural studies of gas shale. Society of Petroleum Engineers Unconventional Gas Conference (SPE Paper, vol. 131771), February 23-25, 2010, Pittsburgh, Pennsylvania, America. p. 1-17

- Sone, M., and Metacafe, I. (2008). Parallel Tethyan sutures in mainland Southeast Asia: new insights for Palaeo-Tethys closure and implications for the Indosinian orogeny. Comptes Rendus Geoscience. 340: p. 166-179
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters. 26: p. 207-221
- Stach, E., Mackowsky, M-Th., Teichmuller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. and Teichmuller, R. (1982). Coal Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. p. 535
- Stanley, R.G. (1987). New estimates of displacement along the San Andreas fault in central California based on paleobathymetry and paleogeography. Geology. 15: p. 171-174
- Stanley, R.G., Valin, Z.C., and Pawlewicz, M.J. (1992). Rock-Eval pyrolysis and vitrinite reflectance results from outcrop samples of the Rincon Shale (lower Miocene) collected at the Tajiguas Landfill, Santa Barbara County, California. Open-File Report 92-571. U.S. Geological Survey. p. 27
- Steward, D.B. (2007). The Barnett Shale play: Phoenix of the Fort Worth Basin-A history. The Fort Worth Geological Society and the North Texas Geological Society. p. 1-202
- Suárez-Ruiz, I., Flores, D., Filho, J.G.M., and Hackley, P.C. (2012). Review and update of the applications of organic petrology: Part 1. International Journal of Coal Geology. 99 (2012): p. 54-112
- Suess, E. (1980). Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilization. Nature. 288: p. 260-263
- Swanson, V.E. (1961). Geology and geochemistry of uranium in marine black shales-a review. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 356-C: p. 67-112
- Sweeney, J.J., and Burnham, A.K. (1990). Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 74: p. 1559-1570
- Taiming, L., and Shanfan, L. (1990). A Numerical kerogen type index. Journal of Petroleum Geology. 13(l): p. 87-92
- Taylor, G.H., Teichmuller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., and Robert, P. (1998). Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger. Berlin. p. 704

- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1985). The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Teichmüller, M., and Teichmüller, R. (1982). Fundamentals of coal petrology. In: Stach, E., Mackowsky, M-Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., and Teichmüller, R., (eds.). Stach's Textbook of Coal Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. p. 5-86
- Thyberg, B., Jahren, J., Winje, T., Bjørlykke, K., and Falch, J.I. (2009). From mud to shale: Rock stiffening by micro-quartz cementation, First Break. 27: p. 53-57
- Tian, H., Zhang, S.C., Lui, S.B., and Chen, J.P. (2011). Evolution of pores in organic-rich shales during thermal maturation. AAPG Headberg Conference: Natural gas geochemistry, May 9-12, 2011, Beijing, China.
- Tian, H., Zhang, S.C., Lui, S.B., and Chen, J.P. (2011). Evolution of pores in organic-rich shales during thermal maturation. AAPG Headberg Conference: natural gas geochemistry. May 9-12, 2011, Beijing, China.
- Tissot B., and Espitalié, J. (1975). L'évaluation thermique de la matière organique des sédiments: application d'une simulation mathématique. Rev. Inst. Franc. Petr. 30: p. 743-777
- Tissot, B., and Welte, D.H. (1978). Petroleum formation and occurrence. **Springer-Verlag**. 538: np.
- Tissot, B., and Welte, D.H. (1984). Petroleum Formation and Occurrence, 2nd ed. Springer-Verlag, Heidelberg. 669 p.
- Tissot, B., Pelet, R., and Ungerer, P.H. (1987). Thermal history of sedimentary basins, maturation indices and kinetics of oil and gas generation. AAPG Bulletin. 71: p. 1445-1466
- Tourtellot, H.A. (1979). Black shale-its deposition and diagenesis. Clays and Clay Minerals. 27(5): p. 313-321
- Trappe, J. (1998). Phanerozoic phosphorite depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences. 76: 316 p.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., and Riboulleau, A. (2006). Application of trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. Chemical Geology. 232: p. 12-32

- Tyson, R. V. (1993). Palynofacies analysis. In: Jenkins, D. G., (ed.). Applied Micropaleontology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. p. 153-191
- Tyson, R. V. (1995). Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. Chapman and Hall, London. 615 p.
- Ueno, K., and Charoentitirat, T. (2011). Carboniferous and Permian. In: Ridd, M.F., Barber, A.J., Crow, M.J., (eds.). The Geology of Thailand. Geological Society of London. p. 71-136
- Unfiled report (2011). Total Organic Carbon of the 29 rock samples from Mali. Rock Eval™.
- Unocal Thailand Ltd., (1990). Khorat area geochemical study outcrop samples. Report submitted to Department of Mineral Resources, Thailand.
- Utha-Aroon, C. (1991). Continental origin of the Maha Sarakham evaporatites, NE Thailand. Proceedings of the GEOSEA VII Conference, Bangkok, Thailand.
- Vallentyne, J.R. (1962). A chemical study of pyrite spherules isolated from sediments of Little Round Lake, Ontario. In: Jensen, M.L., (ed.). Biogeochemistry of sulfur isotopes. New Haven, Connecticut, Yale University, N.S.F. Symposium. p. 144-152
- Van Cappellen, P., and Ingall, E.D. (1994). Benthic phosphorus regeneration, net primary production, and ocean anoxia: A model of the coupled marine biogeochemical cycles of carbon and phosphorus. Palaeoceanography. 5: p. 677-692
- Van der Weijden, C.H. (2002). Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. Mar. Geol. 184: p. 167-187
- Vandenbroucke, M., Behar, F., and Rudkiewicz, J. L. (1999). Kinetic modelling of petroleum formation and cracking: implications from the high pressure/high temperature Elgin Field (UK, North Sea). Organic Geochemistry. 30: p. 1105-1125
- Veblen. D.R., Guthrie, G.D., and Livi, K.J.T. (1990). High resolution transmission electron microscopy and electron diffraction of mixed-layer illite/smectite: Experimental results. Clay and Clay Minerals. 38: p. 1-13
- Veto, I., Demeny, A., Hertelendi, E. and Hetenyi, M. (1997). Estimation of primary productivity in the Toarcian Tethys-A novel approach based on TOC, reduced

- sulphur and manganese contents. Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 132: p. 355-371
- Walters, C.C. (2006). The origin of petroleum. In: Hsu, C.S., and Robinson, P.R., (eds.). Practical Advances in Petroleum Processing. p. 79-101
- Wang, Z. and Krupnick, A. (2013). A retrospective review of shale gas development in the United States: What led to the boom?. Resources for the Future, Washington, DC. 39 p.
- Waples, D.W. (1985). Geochemistry in petroleum exploration: Boston, International Human Resources Development Corporation. 232 p.
- Waples, D.W., and Marzi, R.W. (1998). The universality of the relationship between vitrinite reflectance and transformation ratio. Organic Geochemistry. 28(6): p. 383-388
- Wehrly, B., and Stumm, W. (1989). Vanadyl in natural waters: Adsorption and hydrolysis promote oxygenation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53: p. 69-77
- Wongprayoon, T., and Sangsrichan, W. (2008). Geological Report (in Thai). Department of Mineral Resources. 121 p. <http://khonkaengeopark.com/index.php>.
- Yamamoto, K. (1987). Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes. Sedimentary Geology. 52: p. 65-108
- Yarincik, K.M., Murray, R.W., and Peterson, L.C. (2000). Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al. Paleoceanography. 15: p. 210-228
- Zaw, K., Rodmanee, T., Khositnont, S., and Ruamkid, S. (2008). Mineralogy and genesis of Phu Thap Fah gold skarn deposit, Northeast Thailand: Implications for reduced gold skarn formation. International Geological Congress (IGC). Norway, August, 2008.



ประวัติผู้วิจัย

นายอัมพรรค วรรณโกมล เกิดเมื่อวันที่ 30 กันยายน 2515 ที่จังหวัดชลบุรี สำเร็จการศึกษา
ชั้นปริญญาตรีสาขาธรณีวิทยา จากภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่ ชั้น
ปริญญาโทสาขาวิศวกรรมปิโตรเลียม จากภาควิชาวิศวกรรมเหมืองแร่และปิโตรเลียม คณะ
วิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย และชั้นปริญญาเอก สาขาธรณีวิทยา จากภาควิชา
ธรณีวิทยา มหาวิทยาลัย Free University ประเทศสหพันธรัฐเยอรมัน ปัจจุบันเป็นอาจารย์และเป็น
ผู้ช่วยศาสตราจารย์ในสาขาวิชาวิศวกรรมปิโตรเลียม ประจำสาขาวิชาเทคโนโลยีธรณี สำนักวิชา
วิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี จังหวัดนครราชสีมา

