รายงานการวิจัย

สมบัติทางกายภาพของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน
ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา

Physical Properties of Rocks in Khao Chai Son Hot Spring
Songkhla Lake Basin

พิชญ์พิไล ขุนพรรณราย

รายงานวิจัยฉบับนี้ได้รับเงินอุดหนุนการวิจัยจากงบประมาณกองทุนวิจัย
มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา
พ.ศ. 2557

ชื่องานวิจัย สมบัติกายภาพของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา
ผู้วิจัย นางสาวพิชญ์พิไล ขุนพรรณราย
คณะ วิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี
ปี 2559

บทคัดย่อ

ศึกษาค่าความหนาแน่น และกัมมันตรังสี ของตัวอย่างหินโผล่ บริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา เพื่อทราบสมบัติทางกายภาพของหินจากแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ผลการศึกษาพบว่าเป็นหินปูนยุคเพอร์เมียนมีค่าความหนาแน่น 2,654 ± 80 กิโลกรัมต่อลูกบาศก์เมตร และค่ากัมมันตรังสีของ ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K มีค่าเฉลี่ย 2.9 ppm 5.2 ppm และ 0.9 % ตามลำดับ เมื่อทำการเปรียบเทียบค่าความหนาแน่น และค่ากัมมันตรังสีของหินปูนในพื้นที่ศึกษากับหินปูนยุคเพอร์เมียนที่พบในแหล่งน้ำพุร้อนในภาคใต้ประเทศไทย พบว่าทั้งค่าความหนาแน่นและค่ากัมมันตรังสีของหินมีค่าอยู่ในช่วงใกล้เคียงกัน

คำสำคัญ: กัมมันตรังสี หินโผล่ น้ำพุร้อน

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

Research Title Physical Properties of Rocks in Khao Chai Son Hot Spring Songkhla Lake Basin
Researcher Miss Pitchpilai Khoonphunnarai
Faculty Sciences and Technology
Year 2016

Abstract

Study the density, volume and radioactivity of outcrop samples at Khao Chaison hot spring, Songkhla lake basin. The objective of these physical properties of rocks at Khao Chaison hot spring. The results obtained from the present study the density of Permian limestone of 2,654 ± 80 kg/m^3 and radioactivity ^{238}U, ^{232}Th and ^{40}K with average values 2.9 ppm 5.2 ppm และ 0.9 % respectively. Which compared the density and radioactivity of limestone study area with Permian limestone in hot spring south of Thailand are nearly range together of both.

Keyword: radioactivity, outcrop, Hot spring

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์เล่มนี้ประสบความสำเร็จลงได้เนื่องจากได้รับความกรุณาจากหน่วยงานและบุคคลากรหลายฝ่าย จึงขอขอบพระคุณไว้ ดังต่อไปนี้

ขอขอบคุณสถาบันวิจัย มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา สำหรับเงินอุดหนุนการทำวิจัย

ขอขอบพระคุณ รศ.ดร.ไตรภพ ผ่องสุวรรณ ที่เอื้อเฟื้ออุปกรณ์และวัสดุงานวิจัยสำหรับการตรวจวัดรังสี และคำแนะนำในการทำงานวิจัย

ขอขอบพระคุณ อาจารย์ประจำโปรแกรมวิชาฟิสิกส์และวิทยาศาสตร์ทั่วไปทุกท่าน สำหรับคำแนะนำ และเทคนิควิธีการดำเนินงานวิจัยให้ลุล่วงไปด้วยดี ขอบคุณผู้ร่วมงานวิจัย อาจารย์นวรัตน์ สีตะพงษ์ และอาจารย์มูรณี ดาโอะ สำหรับความร่วมมือเป็นอย่างดีในงานวิจัยเรื่องนี้

ท้ายสุดขอกราบขอบพระคุณ คุณพ่อ คุณแม่ สำหรับความรักความอบอุ่น กำลังใจ ที่คอยให้คำปรึกษาอย่างดีที่สุดและความเข้าใจในตัวข้าพเจ้าทุกๆ เรื่อง อีกทั้งการเลี้ยงดูอบรมสั่งสอนอย่างดีและคอยสนับสนุนในทุกๆ ด้านมาโดยตลอด ขอขอบพระคุณครูบาอาจารย์ทุกท่านที่เคยอบรมสั่งสอนและให้ความรู้ติดตัว

นางสาวพิชญ์พิไล ขุนพรรณราย
คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี
มีนาคม 2559

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

สารบัญ

เรื่อง	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย	ก
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ	ข
กิตติกรรมประกาศ	ค
สารบัญตาราง	ฉ
สารบัญภาพ	ช
บทที่ 1 บทนำ	
ความสำคัญและที่มาของปัญหา	1
วัตถุประสงค์ของวิจัยเฉพาะทาง	1
ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ	2
ขอบเขตการวิจัย	2
นิยามศัพท์	2
บทที่ 2 ทฤษฎี	
ลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา	3
การเกิดแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพและแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย	5
ธรณีวิทยาโครงสร้างของพื้นที่ศึกษา	9
แบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา	9
การศึกษาเกี่ยวกับแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย	11
การศึกษาเกี่ยวกับการไหลถ่ายความร้อนในประเทศไทย	12
องค์ประกอบทางเคมีของน้ำร้อนในพื้นที่ศึกษา	12
การประเมินปริมาณความร้อนจากแหล่งน้ำพุร้อน	12
หลักการเบื้องต้นเกี่ยวกับกัมมันตภาพรังสี	15
งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	22
บทที่ 3 การทดลอง	
วัสดุอุปกรณ์ที่ใช้ในการเก็บตัวอย่างหินและวัดค่าความหนาแน่น	26
วัสดุอุปกรณ์ที่ใช้สำหรับศึกษาค่ากัมมันตภาพรังสีของตัวอย่างหิน	28
วิธีการดำเนินการวิจัย	28
วิธีการกำหนดจุดเก็บตัวอย่างของพื้นที่ศึกษา	29
การหาค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน	31
การวิเคราะห์ค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน	34
การวิเคราะห์ค่ากัมมันตภาพรังสีของตัวอย่างหิน	34
การคำนวณค่าการผลิตความร้อนและปริมาณความร้อนของหินพื้นที่ศึกษา	35

สารบัญ (ต่อ)

บทที่ 4 ผลการทดลองและวิจารณ์ผล
ค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน 37
ผลการวิเคราะห์กัมมันตภาพรังสีของตัวอย่างหิน 37
วิจารณ์ผลการทดลอง 38
บทที่ 5 สรุปและข้อเสนอแนะ
สรุปผล 39
ข้อเสนอแนะ 39
เอกสารอ้างอิง 40
ประวัติผู้วิจัย 42

มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา
SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

สารบัญตาราง

ตารางที่ 2.1 ข้อมูลธรณีเคมีจากแหล่งน้ำพุร้อน PL1 โดยส่วนประกอบทางเคมี และค่า TDS มีหน่วยเป็น mg/l 13

ตารางที่ 2.2 ปริมาณกัมมันตภาพรังสีในหินชนิดต่าง ๆ 14

ตารางที่ 2.3 ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีในหินแกรนิตของจังหวัดสงขลา สตูล พัทลุงและตรัง 17

ตารางที่ 2.4 อนุกรมการสลายตัวของธาตุโพแทสเซียม (K^{40}) 18

ตารางที่ 2.5 อนุกรมการสลายตัวของธาตุยูเรเนียม (U^{238}) 18

ตารางที่ 2.6 อนุกรมการสลายตัวของธาตุทอเรียม (Th^{238}) 18

ตารางที่ 4.1 ค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษา 37

ตารางที่ 4.2 ค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหินปูนในพื้นที่ภาคใต้ 37

ตารางที่ 4.3 ค่ากัมมันตภาพรังสีของ ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ในตัวอย่างหินในพื้นพื้นที่ศึกษา และตัวอย่างหินปูนในประเทศไทยของนักวิจัยท่านอื่น ๆ 38

ตารางที่ 4.4 ค่าการผลิตความร้อนจากหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย 38

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

สารบัญภาพ

ภาพที่ 2.1 ตำแหน่งพื้นที่ศึกษาวิจัย 4
ภาพที่ 2.2 แผนที่ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา 5
ภาพที่ 2.3 การเกิดน้ำพุร้อนที่สัมพันธ์กับหินแกรนิตในประเทศไทย 7
ภาพที่ 2.4 การเกิดน้ำพุร้อนที่สัมพันธ์กับหินชนิดอื่นซึ่งปิดทับอยู่บนหินแกรนิต 7
ภาพที่ 2.5 แบบจำลองแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกบริเวณแนวมุดตัวซุนดาในทะเลอันดามัน ซึ่งอยู่ห่างจากชายฝั่งด้านตะวันตกของภาคใต้ของประเทศไทยเป็นระยะทาง 700 กิโลเมตร 8
ภาพที่ 2.6 ลักษณะธรณีวิทยาบริเวณแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก 8
ภาพที่ 2.7 ภาคตัดขวางของแบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาของน้ำพุร้อนเขาชัยสน 10
ภาพที่ 2.8 ลำดับการเย็นตัวของหินอัคนีที่เกิดจากแมกมา 10
ภาพที่ 2.9 อัตราการไหลความร้อนของประเทศไทย 13
ภาพที่ 2.10 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีแกมมา 20
ภาพที่ 2.11 แผนผังของสเปกโตรมิเตอร์ 21
ภาพที่ 3.1 อุปกรณ์ที่ใช้สำหรับศึกษาความหนาแน่นของตัวอย่างหิน 27
ภาพที่ 3.2 การเก็บตัวอย่างหินบริเวณพื้นที่ศึกษา 28
ภาพที่ 3.3 การเก็บตัวอย่างใส่ถุงพลาสติกพร้อมเขียนรหัส 29
ภาพที่ 3.4 โปรแกรม Microsoft Excel 2010 29
ภาพที่ 3.5 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างแกน X_COOR กับ Y_COOR 30
ภาพที่ 3.6 แผนที่แสดงบริเวณที่ทำการเก็บตัวอย่างหิน 30
ภาพที่ 3.7 ตำแหน่งจุดเก็บตัวอย่างบนแผนที่ภูมิประเทศ 31
ภาพที่ 3.8 การย่อยสลายตัวอย่างหิน และการทำความสะอาด 32
ภาพที่ 3.9 การชั่งตัวอย่างหินในอากาศ 32
ภาพที่ 3.10 การแช่ตัวอย่างหินในน้ำ 33
ภาพที่ 3.11 การชั่งตัวอย่างหินในน้ำ 33

บทที่ 1
บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหา

น้ำพุร้อนเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่สามารถเปลี่ยนไปเป็นพลังงานทดแทนในรูปแบบหนึ่งที่ได้รับการพัฒนาในหลายๆ ประเทศ ที่เป็นพลังงานใต้พิภพ ปัจจุบันพบว่าแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทยนั้นมีหลายแหล่งกระจายอยู่ทั่วทุกๆ ภูมิภาคตั้งแต่ ภาคเหนือ ภาคตะวันตก ภาคกลาง และภาคใต้นั้นรวมแล้วพบมากกว่า 112 แหล่ง ที่เป็นแหล่งที่ทำให้เกิดพลังงานความร้อนใต้พิภพ เกิดจากน้ำเย็นที่ผิวดิน หรือน้ำฝนที่ไหลผ่านช่องว่างรอยแตกของหินลึกลงในดิน ได้รับความร้อนจากหินร้อน ทำให้เกิดอุณหภูมิความดันสูง ซึ่งไหลกลับสู่เบื้องบนและสะสมในแหล่งกักเก็บ นอกจากนั้นอาจจะเกิดจากไอน้ำของหินหนืดที่เย็นตัว หรือน้ำที่กักเก็บในช่องว่างระหว่างเม็ดแร่ที่ประกอบไปด้วยหิน หรือน้ำที่ไหลไหลจากการตกผลึกของหินบางชนิด ภาคใต้เป็นภาคหนึ่งที่พบว่ามีแหล่งพลังงานใต้พิภพมากกว่า 30 แหล่ง ที่ครอบคลุมตั้งแต่ ชุมพร สุราษฎ์ธานี พังงา กระบี่ ตรัง พัทลุง สตูล และยะลา ที่มีอุณหภูมิผิวดินในช่วง 40-100 องศาเซลเซียส โดยทั่วไป ทุกคนมักจะรู้จักน้ำพุร้อน หรือบ่อน้ำร้อนในนามสถานที่ท่องเที่ยวที่เกิดจากความมหัศจรรย์ทางธรรมชาติ (กรมทรัพยากรธรณี, 2558)

พัทลุงเป็นอีกจังหวัดหนึ่งที่พบแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ ในรูปแบบของน้ำพุร้อน หรือบ่อน้ำร้อน ซึ่งตั้งอยู่ ตำบลเขาชัยสน อำเภอเขาชัยสน จังหวัดพัทลุง บ่อน้ำพุร้อนเขาชัยสน เป็นบ่อน้ำพุร้อนที่เป็นพื้นที่เดียวที่ติดกับบริเวณน้ำทะเลสาบสงขลาทั้งหมด ที่มีอุณหภูมิประมาณ 60 องศาเซลเซียส เหมาะแก่การลงไปแช่น้ำเพื่อสุขภาพ หรือที่ชาวบ้านมีความเชื่อกันว่า เป็นบ่อน้ำพุร้อนศักดิ์สิทธิ์ ที่สามารถรักษาโรคทางผิวหนังได้เป็นอย่างดี (บ่อน้ำพุร้อนเขาชัยสนจังหวัดพัทลุง, 2555)

การศึกษาลักษณะทางกายภาพเชิงฟิสิกส์ของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนหรือแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับนักธรณีฟิสิกส์ นักธรณีวิทยา และนักวิจัย เนื่องจากข้อมูลดังกล่าวสามารถใช้เป็นข้อมูลที่ทำให้ทราบว่าหินแหล่งกำเนิดน้ำพุร้อน ปริมาณกัมมันตรังสี และปริมาณความร้อนที่หินต้นกำเนิดความร้อนสามารถผลิตได้ ซึ่งข้อมูลดังกล่าวเป็นประโยชน์ในการวางแผนและพัฒนาทรัพยากรธรรมชาติในชุมชนให้เกิดประโยชน์สูงสุดต่อไปในอนาคต (ชลิดา ตะหวัน และม่ารียะ ธรรมจิตต์, 2553)

ดังนั้นงานวิจัยนี้ จึงได้ศึกษาสมบัติกายภาพทางฟิสิกส์ของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน เพื่อใช้เป็นข้อมูลพื้นฐานในการพัฒนาแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนให้มีศักยภาพมากพอที่จะนำไปผลิตเป็นกระแสไฟฟ้าหรือนำไปใช้เป็นแหล่งพลังงานทดแทน และพัฒนาทรัพยากรธรรมชาติในพื้นที่ที่ศึกษาให้เป็นประโยชน์ต่อประชากรในพื้นที่ดังกล่าว และพื้นที่ใกล้เคียงต่อไปในอนาคต

1.2 วัตถุประสงค์ของวิจัยเฉพาะทาง

1. เพื่อศึกษาสมบัติทางกายภาพเชิงฟิสิกส์ของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน
2. เพื่อให้ได้องค์ความรู้ที่ไปพัฒนาการเรียนการสอนได้

1.3 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

1. ทราบถึงสมบัติทางกายภาพเชิงฟิสิกส์ของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน

2. สามารถนำองค์ความรู้ที่ได้มาบูรณาการ ใช้กับการเรียนการสอนวิชาธรณีวิทยา หรือทางธรณีฟิสิกส์ วิชาชีวิตกับสิ่งแวดล้อม และวิชาอื่นที่เกี่ยวข้อง

1.4 ขอบเขตของการวิจัย

ศึกษาค่าความหนาแน่น กัมมันตรังสีของตัวอย่างหินโผล่ และค่าการผลิตความร้อนจากแหล่งกำเนิดความร้อน บริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ตำบลเขาชัยสน อำเภอเขาชัยสน จังหวัดพัทลุง

1.5 นิยามศัพท์เฉพาะ

1. น้ำพุร้อน (Hot Spring) เกิดจากน้ำที่ไหลออกมาจากทางน้ำใต้พื้นดิน ซึ่งมีอุณหภูมิที่สูงกว่าร่างกายมนุษย์ โดยมากน้ำที่ไหลออกมาจะเป็นลักษณะของการปลดปล่อยพลังงาน และเมื่อน้ำที่ไหลออกมานั้นคลายความร้อนหรือพลังงานลงก็จะไหลกลับคืนสู่แหล่งอีกครั้ง ซึ่งบ่อน้ำพุประเภทนี้มักจะมีแร่ธาตุต่างๆ เจือปนอยู่ด้วยทำให้มักมีสีหรือกลิ่นที่แตกต่างกันออกไป น้ำพุร้อนประเภทนี้พบได้มากใน ไทย ไอซ์แลนด์ นิวซีแลนด์ เป็นต้น

2. หิน (rock) หมายถึง มวลของแข็งที่ประกอบขึ้นด้วยแร่ชนิดเดียวกันหรือหลายชนิดรวมตัวกันอยู่ตามธรรมชาติ แบ่งตามลักษณะการเกิดได้ 3 ชนิดใหญ่ (กรมทรัพยากรธรณี, 2559) ได้แก่ หินอัคนี หินตะกอน และหินแปร

3. ความหนาแน่น (density) เป็นคุณสมบัติเฉพาะของวัตถุแต่ละชนิดคือ อัตราส่วนของมวลต่อปริมาตรของวัตถุนั้น ๆ เขียนแทนสัญลักษณ์ด้วย ρ มีหน่วยในระบบ S.I. เป็น กิโลกรัมต่อลูกบาศก์เมตร

4. ปริมาตร (volume) เป็นสมบัติทางกายภาพของวัตถุหรืออนุภาคที่แสดงขอบเขตการครอบครองของวัตถุใน 3 มิติ คือความกว้าง ความยาว และความสูง ใช้ได้ทั้งของแข็ง ของเหลว และก๊าซ

5. กัมมันตภาพรังสี (Radioactivity) หมายถึง ธาตุที่แผ่รังสีได้เนื่องจาก นิวเคลียสของอะตอมไม่เสถียร เป็นธาตุที่มีเลขอะตอมสูงกว่า 82

บทที่ 2
ทฤษฎี

2.1 บทนำต้นเรื่อง

2.1.1ลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา

ธรณีวิทยาโดยทั่วไปของพื้นที่ศึกษา (ภาพประกอบที่ 2.2) ประกอบไปด้วย หินปูนยุคออร์วิเชียน หินโคลนยุคไซลูเรียน-ดิโวเนียน หินทรายยุคคาร์บอนิเฟอรัส หินปูนยุคเพอร์เมียน จนถึงตะกอนยุคควาเทอร์นารี โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้ (สุกฤษฎิ์, 2552 อ้างถึง กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

หินยุคเพอร์เมียน (อายุประมาณ 286-245 ล้านปี) จัดอยู่ในกลุ่มหินราชบุรี ส่วนใหญ่มีลักษณะเป็นเขาโดด ประกอบด้วย หินปูน หินปูนเนื้อโดโลไมต์ มีสีขาวเทา แสดงลักษณะเป็นชั้นดี ชั้นหนาถึงหนามาก พบซากดึกดำบรรพ์จำพวกปะการังและแกสโตรพอด หินยุคเพอร์เมียนนี้ปรากฏเป็นเขาโดดลูกเล็ก ๆ ที่มีความสูงไม่เกิน 300 เมตร ในเขตอำเภอเขาชัยสน

ตะกอนร่วนควอเทอร์นารี (อายุประมาณ 1.8 ล้านปี ถึงปัจจุบัน) หมายถึง กรวด ทราย ดิน และดินเหนียว ที่ยังไม่แข็งตัวกลายเป็นหิน กระจายตัวครอบคลุมจังหวัดพัทลุงเป็นบริเวณกว้าง เช่น พื้นที่ตอนกลางและทางด้านตะวันออกของจังหวัดพัทลุง บริเวณด้านตะวันตกของขอบที่ราบซึ่งติดต่อกับแนวเทือกเขาทางด้านตะวันตกของจังหวัดพัทลุงเป็นพวกตะกอนเศษหินเชิงเขา บริเวณที่ราบเป็นตะกอนน้ำพา โดยเศษหินประกอบไปด้วยหินควอไซต์ หินทราย หินทรายแป้ง หินแกรนิต ทราย ทรายแป้ง ดินลูกรัง และศิลาแลง สำหรับตะกอนน้ำพาประกอบด้วย กรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียว

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

ภาพที่ 2.1 ตำแหน่งพื้นที่ศึกษาวิจัย ดัดแปลงจาก

http://www.nationsonline.org/oneworld/map/thailand-region-map.htm

(วันที่สืบค้น 16 ตุลาคม 2559)

ภาพที่ 2.2 แผนที่ธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา (กรมทรัพยากรธรณี, 2559)

2.2.2 การเกิดแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพและแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย

การศึกษาการไหลถ่ายความร้อน (heat flow) ในประเทศไทยของ Raksaskulwong and Thienprasert (1995) พบว่าบริเวณที่เกิดการไหลถ่ายความร้อนสูงนั้นสัมพันธ์กับแนวรอยต่อที่เป็นผลจากการชนกันของแผ่นเปลือกโลก และปรากฏเป็นแนวหินคดโค้ง ซึ่งในบริเวณนี้อาจมีภูเขาหินแกรนิต แหล่งน้ำพุร้อนและแหล่งปิโตรเลียม เป็นต้น

พลังงานความร้อนใต้พิภพเป็นพลังงานธรรมชาติที่เกิดจากความร้อนที่ถูกกักเก็บอยู่ภายใต้ผิวโลก ซึ่งส่งผลให้อุณหภูมิภายในโลกเพิ่มขึ้นตามระดับความลึก หรือมีเกรเดียนท์ของอุณหภูมิ (gradient temperature) (คณาจารย์ภาควิชาธรณีวิทยา มหาวิทยาลัยเชียงใหม่, 2529) แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพเกิดขึ้นในบริเวณที่เปลือกโลกมีการเคลื่อนที่ เขตภูเขาไฟที่ยังคุกรุ่นอยู่ บริเวณที่มีการไหลของของเหลวร้อนจากภายใต้ผิวโลกขึ้นมาสู่ผิวดินมากกว่าปกติและในบริเวณที่มีชั้นของเปลือกโลกบาง ซึ่งทำให้บริเวณดังกล่าวเกิดแนวรอยแตก รอยแยก รอยเลื่อน ซึ่งเป็นช่องทางให้น้ำจากผิวดินจำนวนหนึ่งไหลซึมลงไปใต้ผิวโลก น้ำซึ่งสะสมตัวอยู่ใต้ผิวโลกจะได้รับความร้อนจากชั้นหินที่มีความร้อน และทำให้อุณหภูมิของน้ำสูงขึ้นจนเป็นน้ำร้อนและไอน้ำ น้ำร้อนและไอน้ำเหล่านี้จะพยายามแทรกดันตัวขึ้นมาตามแนวรอยแตกของชั้นหินและปรากฏให้เห็นในรูปของน้ำพุร้อนธรรมชาติบนผิวดิน (มานพ รักษาสกุลวงศ์, 2529)

ระบบของแหล่งกักเก็บพลังงานความร้อนใต้พิภพ (geothermal reservoir) สามารถแบ่งเป็น 4 ระบบ คือ (1) ระบบที่ให้ไอน้ำเป็นส่วนใหญ่ (Steam Dominated) (2) ระบบที่ให้น้ำร้อนเป็นส่วนใหญ่ (Water Dominated) (3) ระบบที่ให้น้ำร้อนความดันสูงมากหรือระบบความดันธรณี (geopressure) และ (4) ระบบหินร้อนแห้ง (Hot dry rock) (กิตติชัย วัฒนานิกร, 2536)

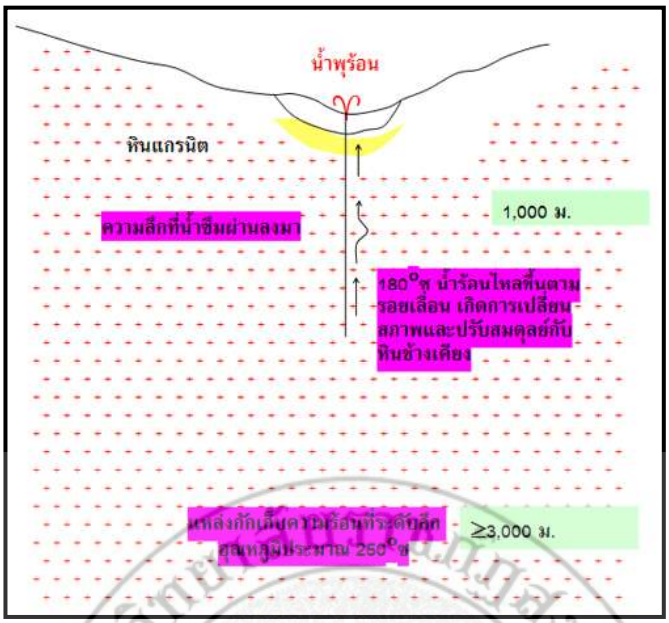
พลังงานความร้อนใต้พิภพสามารถนำไปใช้ประโยชน์ได้หลายด้าน เช่น เพื่อการเกษตร เพื่อการอบแห้งหรือในกระบวนการให้ความร้อนในอุตสาหกรรม เพื่อเป็นแหล่งพักผ่อนหย่อนใจและเพื่อเป็นแหล่งพลังงานทดแทนในการผลิตกระแสไฟฟ้า เช่น แหล่งน้ำพุร้อนสันกำแพงและน้ำพุร้อนฝาง ในภาคเหนือของประเทศไทย ซึ่งสามารถผลิตกระแสไฟฟ้าได้ด้วยกำลังการผลิต 50 MW และ 300 kW ตามลำดับ

สำหรับแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย มานพ รักษาสกุลวงศ์ (2529) แบ่งการเกิดของน้ำพุร้อนในประเทศไทยเป็น 2 ประเภท ได้แก่

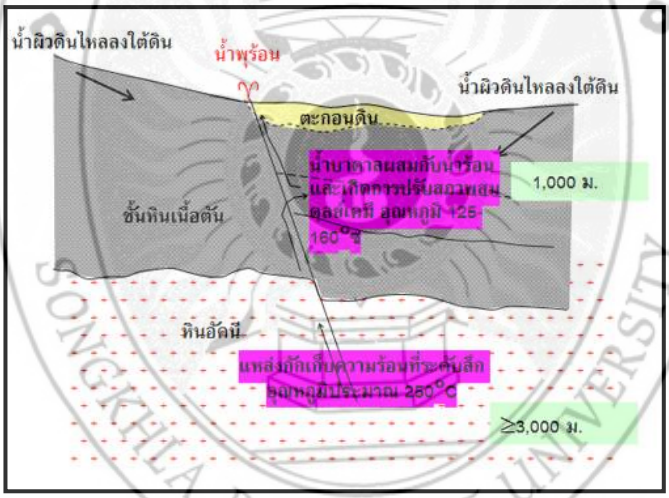
1. น้ำพุร้อนที่เกิดจากหินแกรนิต น้ำร้อนที่อุณหภูมิประมาณ 250 องศาเซลเซียสจะไหลขึ้นมาตามรอยเลื่อนและรอยแตกในหินแกรนิตที่อยู่ที่ความลึกมากกว่า 3,000 เมตร แล้วเกิดการถ่ายเทความร้อนหรือเกิดปฏิกิริยาทางเคมีกับหินข้างเคียงทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงแล้วไหลขึ้นสู่ผิวดินเห็นเป็นน้ำพุร้อนที่มีอุณหภูมิใกล้เดือด เช่น น้ำพุร้อนฝาง น้ำพุร้อนป่าแป๋และ น้ำพุร้อนเทพพนมจังหวัดเชียงใหม่ เป็นต้น น้ำพุร้อนประเภทนี้มีอยู่ประมาณ 65% ของจำนวนที่พบแล้วในประเทศ

2. น้ำพุร้อนที่เกิดในหินแกรนิตแต่มีหินอื่นปิดทับบนหินแกรนิต น้ำร้อนที่สะสมตัวในหินตะกอนที่มีความพรุนสูงจะเกิดการผสมกับน้ำบาดาลเย็นทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงมากแล้วไหลขึ้นสู่ผิวดินเห็นเป็นน้ำพุร้อนหรือบ่อน้ำอุ่น

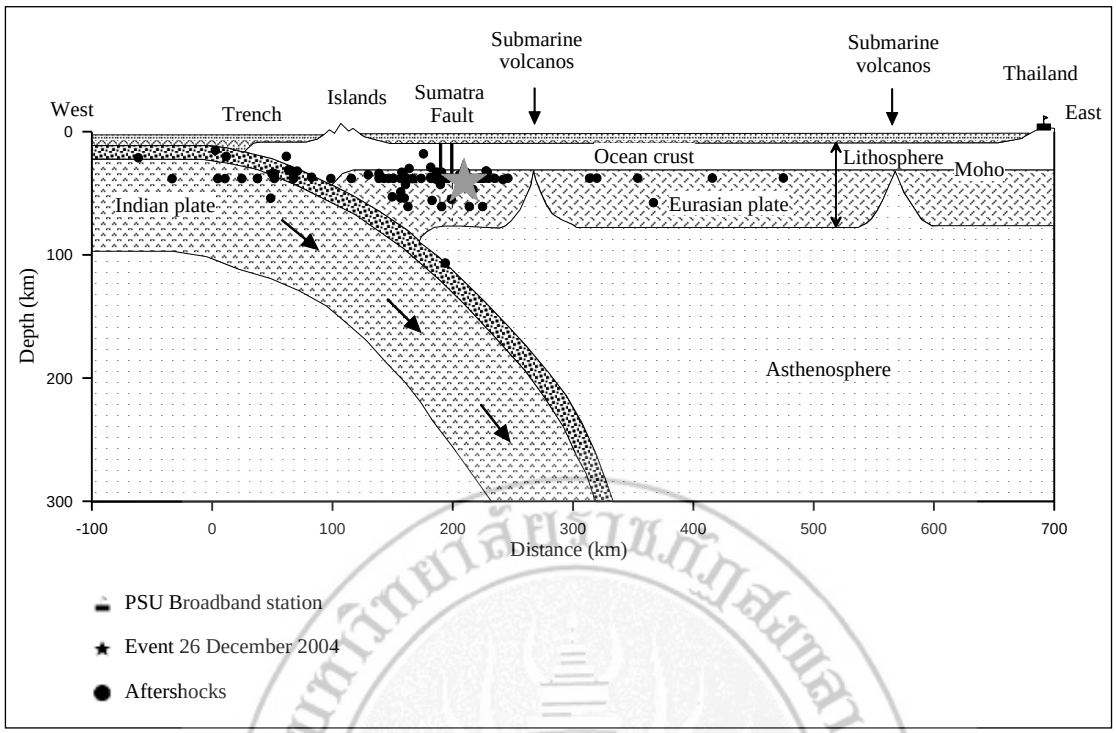
ลักษณะการเกิดของน้ำพุร้อนในประเทศต่าง ๆ ทั่วโลกมีลักษณะการเกิดที่แตกต่างออกไปจากลักษณะการเกิดของแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย เช่น จากงานศึกษาวิจัยแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ ในประเทศนิวซีแลนด์ อินโดเซีย ญี่ปุ่น เป็นต้น พบว่าแหล่งน้ำพุร้อนเหล่านั้นสัมพันธ์กับแนวการเกิดภูเขาไฟ เช่น line of volcanos หรือ island of arc ที่อยู่ถัดจากแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (subduction zone) ซึ่งแนวการเกิดภูเขาไฟเหล่านั้นจะอยู่ห่างจากแนวร่องลึก (trench) ในมหาสมุทร ประมาณ 100 กิโลเมตร สำหรับในบางประเทศ เช่น ประเทศญี่ปุ่น ระยะห่างดังกล่าวประมาณ 270 กิโลเมตร โดยด้านหลังของแนวการเกิดภูเขาไฟนี้จะมีแอ่งตะกอน (back arc basin) เกิดขึ้น ซึ่งในบริเวณนี้มีการดันตัวแมกมาขึ้นมาจากชั้นแมนเทิลขึ้นมาในชั้นครัสท์และเย็นตัวลงเป็นหินโอฟิโอไลต์ (ophiolite) (Fowler, 1994) ซึ่งเมื่อศึกษาเปรียบเทียบกับแหล่งน้ำพุร้อนในภาคใต้ของประเทศไทยแล้วพบว่าทางด้านตะวันตกของทะเลอันดามันนั้นมีแนวมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกที่เรารู้จักกันในชื่อว่า “แนวมุดตัวซุนดา” (Sunda subduction zone) แนวมุดตัวดังกล่าวอยู่ทางตะวันตกของเกาะสุมาตราประเทศอินโดนีเซียและห่างจากจังหวัดภูเก็ตประมาณ 700 กิโลเมตร (Setapong, 2007) ดังภาพประกอบที่ 2.5 จึงมีความเป็นไปได้ว่าแหล่งน้ำพุร้อนในภาคใต้ของประเทศไทยจะได้รับความร้อนจากแมกมาซึ่งแทรกดันตัวขึ้นมาในระดับตื้นที่สัมพันธ์กับแนวมุดตัวซุนดา



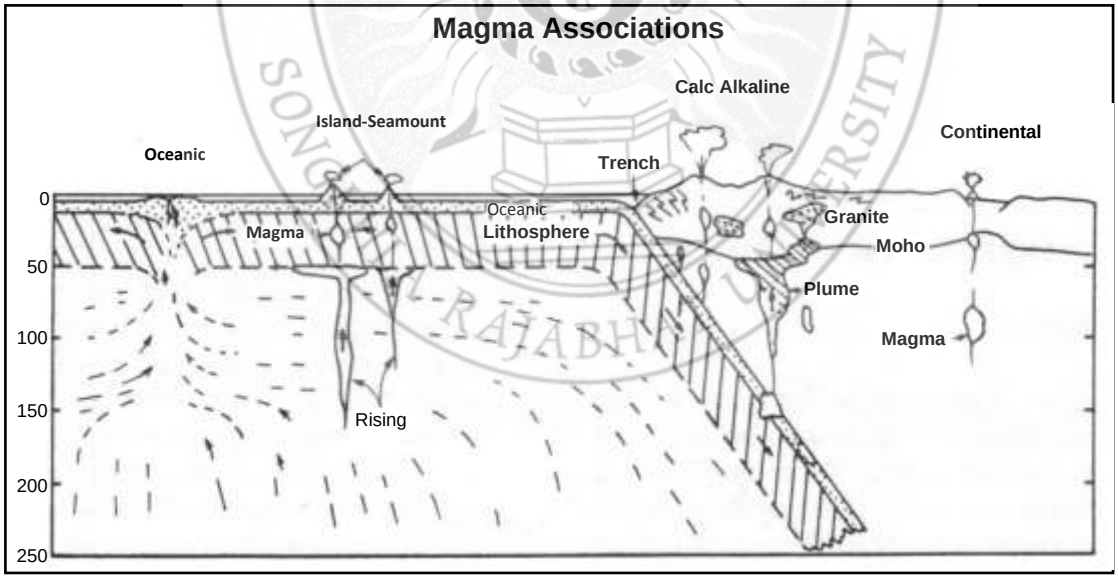
ภาพที่ 2.3 การเกิดน้ำพุร้อนที่สัมพันธ์กับหินแกรนิตในประเทศไทย (ที่มา: กรมทรัพยากรธรณี, 2542)



ภาพที่ 2.4 การเกิดน้ำพุร้อนที่สัมพันธ์กับหินชนิดอื่นซึ่งปิดทับอยู่บนหินแกรนิต (ที่มา: กรมทรัพยากรธรณี, 2558)



ภาพที่ 2.5 แบบจำลองแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกบริเวณแนวมุดตัวซุนดาในทะเลอันดามัน ซึ่งอยู่ห่างจากชายฝั่งด้านตะวันตกของภาคใต้ของประเทศไทยเป็นระยะทาง 700 กิโลเมตร (ที่มา: Setapong, 2007)



ภาพที่ 2.6 ลักษณะธรณีวิทยาบริเวณแนวการมุดตัวของแผ่นเปลือกโลก (ดัดแปลงจาก Ringwood, 1975)

จากภาพประกอบ 2.6 ในบริเวณเหนือแนวมุดตัวของแผ่นเปลือกโลกหรือต่ำลงไปจากผิวดินประมาณ 100 กิโลเมตร จะมีของเหลวร้อนที่แทรกตัวดันขึ้นมาจากชั้นแมนเทิล โดยของเหลวร้อนในชั้นแมนเทิลดังกล่าวเกิดขึ้นที่ระดับความลึก 40 กิโลเมตร เมื่อของเหลวร้อนที่แทรกตัวขึ้นมาเกิดการเย็นตัวกลายเป็นหินเพอร์ริโดไทต์ เป็นหินบะซอลท์ หรือ หินแอนดีไซต์ได้ ซึ่งโดยปกติแล้วหินแอนดิไซต์ไม่ได้เกิดจากการเย็นตัวของของเหลวในชั้นแมนเทิลโดยตรงแต่สัมพันธ์กับการระเบิดของภูเขาไฟ ยกเว้นกรณีที่ของเหลวจากชั้นแมนเทิลในบริเวณนั้นมีน้ำเป็นองค์ประกอบเพียง 15% ก็สามารถก่อให้เกิดหินแอนดีไซต์ได้ การแทรกดันตัวหรือการหลุดออกมาของแมนเทิลดังกล่าวนี้จะเป็นไปตามกฎการพาความร้อน (convection) ซึ่งในที่สุดท้ายแล้ววัตถุที่เกิดจากการเย็นตัวลงของของเหลวร้อนจะกลายเป็นส่วนหนึ่งของชั้นครัสท์ (Fowler, 1994)

หินอัคนีที่เกิดจากการเย็นตัวของหินหนืดมีหลายชนิด จากภาพประกอบที่ 2.7 หินอัคนีที่เกิดการเย็นตัวในระดับลึกมากจนไม่สามารถกำหนดความลึกของฐานได้และครอบคลุมพื้นที่มากกว่า 100 ตารางกิโลเมตร เรียกว่า หินอัคนีมวลไพศาล (batholith) ส่วนพลูตอน (pluton) เป็นหินอัคนีที่เกิดจากการเย็นตัวของหินหนืดหรืออาจเกิดจากการแปรสภาพแบบแทนที่ของหินเดิมอยู่ในระดับลึกแต่มีขนาดเล็กกว่าหินอัคนีมวลไพศาล และหินอัคนีที่มีลักษณะเป็นแผ่นแผ่กว้างแทรกตัวระหว่างชั้นหินเรียกว่าพนังร่วมแนว (sill) ส่วนพนังไม่ร่วมแนว (dike) มีลักษณะเป็นลำวางตัวในแนวตั้งขวางมักแทรกตัวขึ้นมาตามรอยแยกหรือรอยเลื่อนที่มีขนาดใหญ่ และเถ้าภูเขาไฟ (volcanic ash) เป็นชิ้นส่วนที่ถูกพ่นออกมาจากปากปล่องภูเขาไฟและจับตัวกันมีลักษณะเป็นก้อนขนาดเล็กไม่เกิน 4 มิลลิเมตร

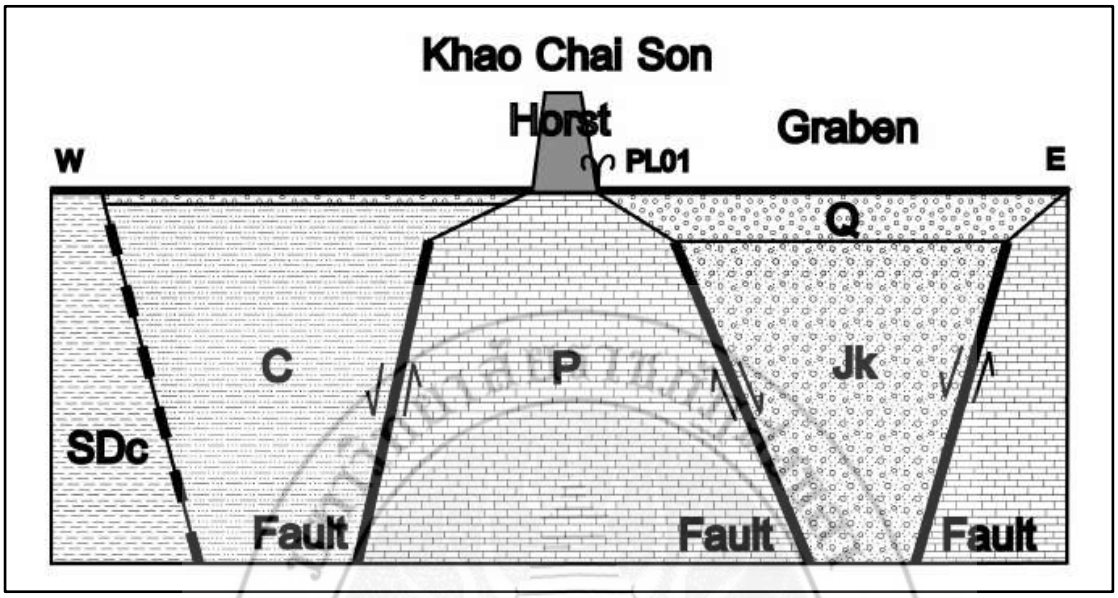
2.2.3 ธรณีวิทยาโครงสร้างของพื้นที่ศึกษา

ธรณีวิทยาโครงสร้างของพื้นที่ศึกษาดังปรากฏในแผนที่ธรณีวิทยา (ภาพประกอบที่ 2.2) ประกอบด้วยรอยเลื่อนและรอยแตกมากมายในหินยุคออร์โดวิเชียน หินยุคไซลูเรียน-ดิโวเนียน และหินแกรนิตยุคไทรแอสซิกที่อยู่บริเวณเทือกเขาทางด้านตะวันตกของพื้นที่ศึกษา รอยเลื่อนและรอยแตกส่วนใหญ่อยู่ในแนวตะวันออกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ และตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันออกเฉียงใต้

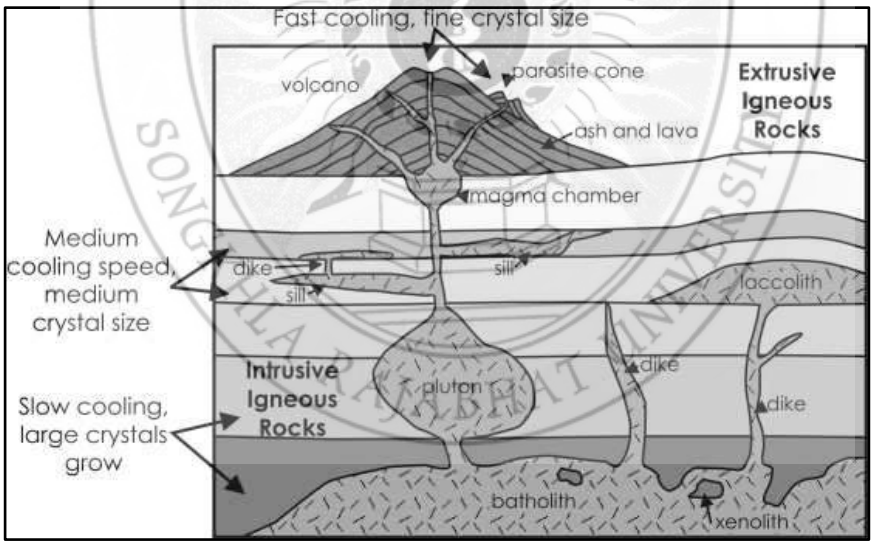
2.2.4 แบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา (สุกฤษฎิ์ จรจะนะ 2552)

ภาคตัดขวางของแบบจำลองของโครงสร้างธรณีวิทยาในแนว W-E ของพื้นที่ศึกษาซึ่งประมวลจากผลการศึกษาด้านธรณีฟิสิกส์และธรณีวิทยาในปัจจุบันแสดงไว้ดังภาพประกอบ 2.7 ซึ่งคาดว่าโครงสร้างแบบฮอร์ส และกราเบน (horst and graben structures) เป็นโครงสร้างธรณีวิทยาหลักในพื้นที่ศึกษา โดยแบบจำลองมวลหินปูนในยุคเพอร์เมียนในบริเวณตอนกลางของพื้นที่ศึกษาเป็นส่วนของโครงสร้างแบบฮอร์ส และมีแบบจำลองมวลของหินทรายในยุคจูแรสซิก-ครีเทเชียส ซึ่งถูกปกคลุมด้วยตะกอนหนาในยุคควอเทอร์นารีทางตะวันออกของแบบจำลองหินปูนในยุคเพอร์เมียนนี้เป็นส่วนของโครงสร้างแบบกราเบน โดยมีระบบรอยเลื่อนที่มีแนวอยู่ในทิศ NW-SE และ แนว N-S ควบคุมโครงสร้างแบบฮอร์สและกราเบนนี้ แบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษานี้สอดคล้องกับแนวคิดเกี่ยวกับโครงสร้างแบบฮอร์สและกราเบนในบริเวณภาคใต้ตอนล่างของประเทศไทยและในบริเวณอ่าวไทย (Sawata et al., 1983) สำหรับระบบรอยเลื่อนและรอยแตกตรงบริเวณขอบ

ของโครงสร้างแบบฮอร์สจะเป็นช่องทางให้น้ำร้อนจากแหล่งกำเนิดความร้อนในระดับลึกไหลขึ้นมาสู่ผิวดินที่ตำแหน่งของน้ำพุร้อนเขาชัยสน



ภาพที่ 2.7 ภาคตัดขวางของแบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาของนำพุร้อนเขาชัยสน (สุกฤษฎ์ จรจะนะม 2552)



ภาพที่ 2.8 ลำดับการเย็นตัวของหินอัคนีที่เกิดจากแมกมา (ที่มา: <http://www.outreach.canterbury.ac.nz/resources/geology/glossary/igneous.jpg> [เข้าเมื่อวันที่ 25 ตุลาคม 2559])

2.2.5 การศึกษาเกี่ยวกับแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย

ในอดีตมีนักวิชาการหลายท่านได้ทำการศึกษาแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย เช่น Geotermica Italiana Slr. (1984) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับอุณหภูมิ ธรณีเคมีและอุทกธรณีวิทยาของแหล่งน้ำพุร้อนทางภาคเหนือของประเทศไทย Hochstein and Caldwin (1985) ศึกษาความสัมพันธ์ของน้ำพุร้อนกับหินที่เกิดร่วมกันในแหล่งน้ำพุร้อนของประเทศจีนและไทย Rattanasathien (1989) ศึกษาธรณีเคมีของของไหลจากแหล่งน้ำพุร้อนฝางและสันกำแพงในทางภาคเหนือของประเทศไทย Takashima et al. (1989) ศึกษาต้นกำเนิดความร้อนและระบบน้ำร้อนของแหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพในภาคเหนือของประทศไทยที่กำเนิดจากหินชนิดอื่นซึ่งไม่ใช่หินภูเขาไฟ

สำหรับการศึกษาเกี่ยวกับธรณีวิทยาแปรสัณฐาน Curray et al. (1978) ได้ทำการศึกษาด้านธรณีแปรสัณฐาน ธรณีวิทยาและธรณีฟิสิกส์ของขอบทวีปในทะเลอันดามันและประเทศพม่า และ Bunopas and Vella (1983) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับการแยกตัวของแผ่นดินในมหายุคซีโนโซอิกเกิดเป็นอ่าวไทย ซึ่งเป็นมหายุคล่าสุดตั้งแต่โลกกำเนิดขึ้นมา ซึ่งการศึกษาทั้งสองนี้สัมพันธ์กับรอยเลื่อนอายุน้อยที่ประพฤติตัวเป็นช่องทางเดินของน้ำร้อนจากภายในโลกขึ้นมาสู่ผิวโลกได้

Thienprasert et al. (1982), Thienprasert and Raksaskulwong (1984) และ Raksaskulwong and Thienprasert (1995) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับการไหลถ่ายความร้อน (heat flow) ใต้ผิวในโลกประเทศไทย ซึ่งต่อมา Raksaskulwong (1999) สรุปถึงต้นกำเนิดความร้อนและการกำเนิดของน้ำพุร้อนในประเทศไทยมีหลายประเภท ดังนี้

1. พุน้ำร้อนที่เกิดอยู่บริเวณหินอัคนี ซึ่งน้ำผิวดินและน้ำบาดาลไหลลงสู่ระดับความลึกตามแนวรอยเลื่อน เมื่อไหลผ่านบริเวณข้างเคียงหรือสัมผัสมวลหินอัคนีใต้พิภพที่ยังมีความร้อนอยู่ จะได้รับความร้อนโดยการถ่ายเทความร้อนจากหินอัคนีแล้วไหลกลับขึ้นมาสู่ผิวดินเกิดเป็นพุน้ำร้อน

2. น้ำพุร้อนที่เกิดอยู่ใกล้หรือในหินแกรนิตจะได้รับความร้อนจากการสลายตัวของสารกัมมันตรังสี ซึ่งโดยปกติหินแกรนิตในประเทศไทยมีปริมาณของยูเรเนียมและทอเรียมค่อนข้างสูง พลังงานความร้อนที่ได้จากการสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีในหินแกรนิตอาจทำให้น้ำรอบๆ มวลหินแกรนิตร้อนขึ้นและเคลื่อนตัวตามรอยเลื่อนและรอยแยกขึ้นสู่ผิวดินได้

3. น้ำพุร้อนเกิดอยู่บริเวณรอยเลื่อนมีพลัง น้ำพุร้อนประเภทนี้ได้รับการถ่ายเทความร้อนจากแรงเฉือน โดยมีรอยเลื่อนยังเป็นช่องทางนำน้ำเย็นไหลลงสู่ระดับลึกและนำความร้อนไหลขึ้นสู่ผิวดิน

4. รอยเลื่อนปกติในแนวเหนือ-ใต้ ซึ่งเป็นผลมาจากแรงดึงในขบวนการธรณีแปรสัณฐานที่เกิดขึ้นทั่วไปหลังยุคเทอร์เชียรี โดยในบางพื้นที่รอยเลื่อนเหล่านี้ทำหน้าที่เป็นช่องทางให้ความร้อนภายในโลกขึ้นสู่ข้างบน

5. บริเวณที่มีค่าการไหลถ่ายความร้อนสูง (high heat flow) เนื่องจากประเทศไทยตั้งอยู่ในบริเวณทวีปที่อยู่ห่างออกมาจากขอบทวีปที่มีพลังจึงมีค่าการไหลถ่ายความร้อนต่ำกว่าประเทศอื่น ๆ ที่ตั้งอยู่ในขอบทวีปปที่มีพลัง เช่น ญี่ปุ่นและฟิลิปปินส์ เป็นต้น

2.2.6 การศึกษาเกี่ยวกับการไหลถ่ายความร้อนในประเทศไทย

ในประเทศไทยค่าการไหลถ่ายความร้อนซึ่งมากกว่า 100 mWm^{-2} จะจำกัดอยู่ในพื้นที่บางบริเวณของภาคเหนือ ภาคตะวันตก ขอบของที่ราบสูงโคราช และในอ่าวไทย โดยพื้นที่ซึ่งมีค่าการไหลถ่ายความร้อนที่สูงนี้จะสัมพันธ์กับบริเวณที่ปกคลุมไปด้วยหินแกรนิต พื้นที่ซึ่งอยู่ใกล้เคียงกับแหล่งน้ำพุร้อน พื้นที่ซึ่งมีการสำรวจหินน้ำมันและปิโตรเลียม และพื้นที่ที่มีธรณีแปรสัณฐานมีรูปแบบการแยกตัวและการดึงออก (Post-Cenozoic tensional and extensional tectonics trending N-S) ที่สัมพันธ์กับการมุดตัวของเพลตอินเดียเข้าไปใต้แผ่นดินเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ตามแนวร่องลึกชวา และหมู่เกาะอันดามัน-นิโคลาร์ในปัจจุบัน (Curray et al., 1978; Bunapas, 1981; Bunapas and Vella, 1983; Polachan, 1988) ดังภาพประกอบที่ 2.8

Thienprasert et al. (1982) ศึกษาพบว่าธาตุกัมมันตรังสี U Th และ K ในหินแกรนิตของประเทศไทยมีปริมาณสูงกว่าค่าเฉลี่ยทั่วโลกซึ่ง Takashima et al. (1989) ประเมินค่าการผลิตความร้อนของหินแกรนิตในภาคเหนือของประเทศไทยพบว่ามีพิสัยระหว่าง 3.6 ถึง 7.6 μWm^{-3} ดังนั้นในกรณีที่ชั้นหินแกรนิตหนา 10 กิโลเมตร วางตัวอยู่ในระดับตื้นใกล้ผิวโลก ปริมาณการไหลถ่ายความร้อนที่ประเมินได้จะเท่ากับ 33 mWm^{-2}

2.2.7 องค์ประกอบทางเคมีของน้ำร้อนในพื้นที่ศึกษา

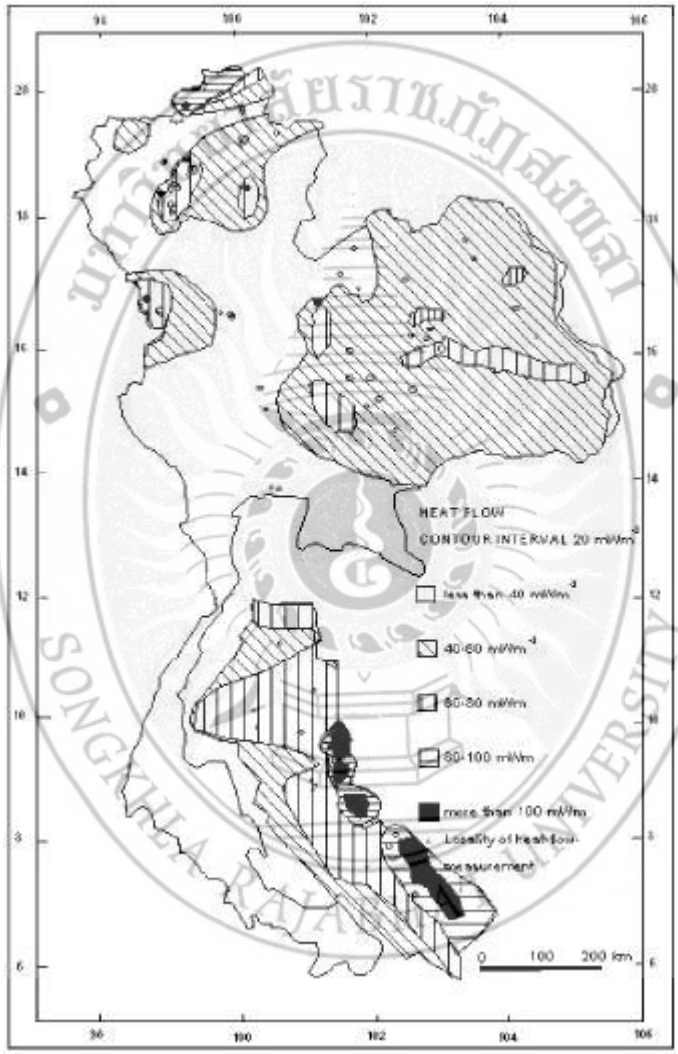
ผลการวิเคราะห์ทางเคมีของน้ำร้อนจากแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน บ้านเขาชัยสน อำเภอเขาชัยสน จังหวัดพัทลุง แสดงไว้ในตาราง 2.1 โดยแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนจัดอยู่ในประเภทแหล่งน้ำพุร้อนอุณหภูมิปานกลาง (57°C) มีความเป็นด่างอย่างอ่อน ๆ และมีปริมาณของแข็งที่ละลายน้ำได้ทั้งหมด หรือ TDS อยู่ในเกณฑ์ต่ำ และพบว่า Cl, Ca, และ Mg มีค่าอยู่ในเกณฑ์ค่อนข้างต่ำจึงคาดว่าแหล่งน้ำดิบของระบบน้ำพุร้อนในพื้นที่ศึกษาเป็นน้ำจืด

2.2.8 การประเมินปริมาณความร้อนจากแหล่งน้ำพุร้อน

การศึกษาด้านกัมมันภาพรังสีของหินประเภทต่าง ๆในประเทศไทยของนักวิจัยหลายท่าน พบว่าหินแกรนิตในประเทศไทยมีปริมาณธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าหินประเภทอื่น ๆ ดังแสดงในตาราง 2.2 และข้อมูลเปรียบเทียบปริมาณกัมมันตภาพรังสีในหินแกรนิตของนักวิจัยคนอื่น ๆ ในตาราง 2.3 พบว่าหินแกรนิตในประเทศไทยมีปริมาณของยูเรเนียมสมมูลและทอเรียมสมมูลสูงกว่าหินแกรนิตในบริเวณอื่น ๆ ดังนั้นการศึกษากัมมันตรังสีของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนสามารถช่วยประเมินปริมาณความร้อนที่ได้จากการสลายตัวของธาตกัมมันตรังสีและเพื่อศึกษาความเป็นไปได้ที่หินในพื้นที่ศึกษาเป็นแหล่งกำเนิดความร้อนให้กับน้ำพุร้อน

ตารางที่ 2.1 ข้อมูลธรณีเคมีจากแหล่งน้ำพุร้อน PL1 โดยส่วนประกอบทางเคมี และค่า TDS มีหน่วยเป็น mg/l

แหล่งน้ำพุร้อน	Surface Temp (57°C)	pH	TDS	Ca	Mg	Cl
PL1	57	7.27	233.0	46.60	8.74	8.3



ภาพที่ 2.8 อัตราการไหลความร้อนของประเทศไทย (สุกฤษฎิ์ จรจะนะ, 2552 ดัดแปลงจาก Curray et al., 1978; Bunapas, 1981; Bunapas and Vella, 1983; Polachan, 1988)

ตารางที่ 2.2 ปริมาณกัมมันตภาพรังสีในหินชนิดต่าง ๆ (สุทธิดา รักกะเปา, 2546)

Rock Type	K (%)		eTh (ppm)		eU (ppm)		อ้างอิง
	mean	range	mean	range	mean	range	
Granite	3.5		15		4		Telford, 1976
	3	2-6	12	1-25	3	1-7	Practical Geophysics, 1989
	4		17		3		NRCP, 1994
	4.4		13		3-5		Parasnis, 1986
Granite ยุค Carboniferous							
	3		70.5		4.5		กิตติชัยและคณะ, 2527
Acid Intrusives (granite)							
	3.4	0.1-7.6	25.7	1.0-253.1	4.5	0.1-30.0	จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2536
Acid igneous							
	4		18	5-20	4.5	1-12	Clark et al., 1966
Basalt							
	0.9		2		0.6		Telford, 1976
	0.8	0.2-2	4	0.5-10	1	0.2-4	Practical Geophysics
	0.8		3-4		0.5-1		NRCP, 1994
	0.75		4.2		0.9		Parasnis, 1986
Basic Extrusives (Basalt)							
	0.7	0.06-2.4	2.2	0.05-8.8	0.8	0.03-3.3	จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2536
Mafic igneous							
	0.5		3	0.5-10	1	0.2-3	Clark et al., 1966
Metamorphic Rock							
Gneiss ยุค Precambrian							
	2.6±1		36.7±23.9		7.4±3		กิตติชัยและคณะ, 2527
calc-silicate ยุค Precambrian							
	1.5±0.9		41.7±16.5		5.6±3.7		กิตติชัยและคณะ, 2527
Amphibolite ยุค Carboniferous							
	1.4±0.0		12.4±2.7		1.1±0.1		กิตติชัยและคณะ, 2527
Quartzite ยุค Cambrian							
	1.5±0.2		18.2±2.8		1.8±1.0		กิตติชัยและคณะ, 2527
Metamophosed sedimentary rock							
	2.1	0.01-5.3	12	0.1-91.4	3	0.1-53.4	จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2536
Metamorphosed igneous rock							
	2.5	0.1-6.1	14.8	0.1-104.2	4	0.1-148.5	จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2536
Sedimentary Rock							
Sandstone ยุค Devonian-Carboniferous							
	1.2		17.4		1.9		กิตติชัยและคณะ, 2527
Sandstone							
	1.1	0.7-3.8	1.7	0.7-2.0	0.5	0.2-0.6	Practical Geophysics
Rock Type	K (%)		eTh (ppm)		eU (ppm)		อ้างอิง
	mean	range	mean	range	mean	range	
Limestone	1.5		17.9		2.7		กิตติชัยและคณะ, 2527
	0.3		2		2	1.0-10.0	Clark et al., 1966
	..		1.1		1.3		Parasnis, 1986
Shales	1.9		26.2		5.1		กิตติชัยและคณะ, 2527
	2.7	1.6-4.2	12	8.0-18.0	3.7	1.5-5.5	Practical Geophysics
	2.7		16		8	3-250	Clark et al., 1966
Shales sandstone							
	2.7		12		3.7		NCRP, 1994

Rock Type	K (%)		eTh (ppm)		eU (ppm)		อ้างอิง
Conglomerate							
	1.3		23		2.6		กิตติชัยและคณะ, 2527
Chert	1.6±0.4		25.2±4.5		2.1±1.9		กิตติชัยและคณะ, 2527
Detrital Sedimentary Rock (conglomerate, breccia, sandstone, shales)							
	1.5	0.01-9.7	12.4	0.2-362.0	4.8	0.1-80.0	จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2536
Laterites	น้อยมาก		50	8-132	10	3.0-40.0	Clark et al., 1966
ตะกอนลุ่มน้ำ ยุค Quaternary II (Qa)							
	0-0.2		0-30.0		0-4.0		จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2535
หินตะกอน ยุค Quaternary I (Qt)							
	0.5-5.2		10.0-50.0		2.0-8.0		จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2535
Keang Krachan Group ยุค Carboniferous							
	0.6-2.2		0-22.2		2.0-8.0		จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2535
Ratburi Limestone ยุค Permian							
	0.6-0.8		2.0-6.0		2.0-6.0		จรินทร์ ตุลยาทิตย์, 2535

2.2.9 หลักการเบื้องต้นเกี่ยวกับกัมมันตภาพรังสี (Principles of radioactivity)

กัมมันตภาพรังสี (Radioactivity) หมายถึง ขบวนการแผ่รังสีหรือขบวนการทางนิวเคลียร์ที่ธาตุกัมมันตรังสีแตกตัวหรือสลายตัว (disintegration) แล้วปลดปล่อยพลังงานออกมาในรูปของอนุภาค (particles) หรือ คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ต่อไปนี้

อนุภาคแอลฟา (Alpha particles, α) เป็นอนุภาคที่คล้ายกับนิวเคลียสในอะตอมของธาตุฮีเลียม คือมีโปรตอน 2 ตัว นิวตรอน 2 ตัว มีมวลเท่ากับ 4.00389 amu (บุญรวม สงกรานต์, 2539) และมีประจุไฟฟ้าเท่ากับ +2 มีอำนาจการทะลุทะลวงน้อยมาก กล่าวคือ สามารถทะลุผ่านอากาศได้ไม่เกิน 2-3 เซนติเมตร และทะลุผ่านผิวโลกได้เพียง 3 มิลลิเมตร

อนุภาคเบตา (Beta particles, β) เป็นอนุภาคที่มีมวลเท่ากับมวลของอิเล็คตรอน หรือประมาณ 1/1,840 เท่าของโปรตอน มีประจุไฟฟ้าเท่ากับ -1 และมีอำนาจการทะลุทะลวงมากกว่าอนุภาคแอลฟาเล็กน้อย

รังสีแกมมา (Gamma rays, γ) เป็นพลังงานในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ไม่มีมวลและไม่มีประจุ มีลักษณะคล้ายรังสีเอ็กซ์แต่มีความยาวคลื่นสั้นกว่า มีอำนาจการทะลุทะลวงสูงกว่าอนุภาคแอลฟาและเบตา คือสามารถทะลุผ่านผิวโลกได้ประมาณ 1-2 ฟุต

การสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีตามธรรมชาติ (Spontaneous disintegration) หมายถึง การสลายตัวที่ดำเนินไปอย่างช้าๆ และต่อเนื่องพร้อมกับปล่อยรังสีออกมา โดยทั่วไปแล้วไอโซโทป (isotope) ของธาตุที่มีเลขอะตอม (atomic number) มากกว่า 83 จะเป็นธาตุกัมมันตรังสีหรือเป็นธาตุที่ไม่มีเสถียรภาพ คือจะมีการสลายตัวเองเพื่อทำให้น้ำหนักอะตอมลดลงและมีเสถียรภาพ (Stable) ในขั้นสุดท้าย โดยในการสลายตัวนี้จะปลดปล่อยอนุภาคหรือรังสีอย่างใดอย่างหนึ่งหรือทั้งสามอย่างก็ได้ ซึ่งจะทำให้ได้ธาตุใหม่ที่มีเลขอะตอมเปลี่ยนไป มีมวลอะตอมเท่าเดิมหรือน้อยกว่าเดิมก็ได้ โดยธาตุใหม่ที่ได้จะสลายตัวต่อไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งอะตอมมีเสถียรภาพหรือไม่มีการสลายตัวอีกต่อไป อัตราการสลายตัวของแต่ละธาตุจะขึ้นอยู่กับสมบัติเฉพาะตัวของธาตุนั้นๆ และเป็นไปตามกฎของการสลายตัวแบบเอ็กซ์โปเนนเชียล (Law of exponential decay) ดังนี้

$$N_t = N_0 e^{\lambda t} \qquad (2.1)$$

เมื่อ N_0 แทนจำนวนอะตอมเมื่อเวลา t=0

N_t แทนจำนวนอะตอมเมื่อเวลาผ่านไป t

λ แทนค่าคงที่ในการสลายตัว (decay constant)

เวลา “ครึ่งชีวิต” (half life) กำหนดเป็นช่วงเวลาของการสลายตัวที่ทำให้อะตอมมีจำนวนลดจำนวนลงเหลือเพียงครึ่งหนึ่งของจำนวนเริ่มต้น และมีค่าครึ่งชีวิตของไอโซโทปหนึ่งๆ แสดงดังนี้

$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{0.693}{\lambda} \qquad (2.2)$$

กัมมันตภาพรังสีในธรรมชาติ (Natural Radioactivity) ในธรรมชาติมีแหล่งกำเนิดรังสีแกมมาอยู่ 2 แหล่ง คือแหล่งกำเนิดรังสีแกมมาที่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา (geologic sources) และ แหล่งกำเนิดรังสีที่ไม่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา (non-geologic sources)

1. แหล่งกำเนิดรังสีแกมมาที่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา เช่น หินอัคนี หินชั้น หรือหินแปร มีธาตุกัมมันตรังสีเป็นส่วนประกอบมากบ้างน้อยบ้าง ธาตุกัมมันตรังสีตามธรรมชาติที่สำคัญ 3 ธาตุซึ่งเป็นส่วนประกอบของหิน ได้แก่ โพแทสเซียม ยูเรเนียมและทอเรียม (ตาราง 2.1) ดังรายละเอียดต่อไปนี้

1.1 โพแทสเซียม-40 (K^{40}) ในธรรมชาติโพแทสเซียมมีอยู่หลายไอโซโทป แต่ K^{40} เป็นเพียงไอโซโทปเดียวที่สลายตัวง่ายและให้รังสีแกมมาซึ่งมีพลังงานเท่ากับ 1.46 MeV (ตาราง 2.3) ในธรรมชาติ K^{40} มีปริมาณเพียง 0.118% ของโพแทสเซียมทั้งหมดที่มีอยู่ในหินและดิน

1.2 ยูเรเนียม-238 (U^{238}) ในธรรมชาติยูเรเนียมมี 3 ไอโซโทป คือ U^{238} U^{235} และ U^{234} โดย U^{238} มีปริมาณมากที่สุดคือประมาณ 99.28% ของยูเรเนียมทั้งหมด มีขั้นตอนของการสลายตัวทั้งหมด 14 ขั้นตอน (ตาราง 2.4) โดยจะได้ธาตุตะกั่ว-206 (Pb^{206}) ซึ่งมีเสถียรภาพเป็นผลสุดท้ายของการสลายตัว การสลายตัวในขั้นตอนที่ 9 จะได้บิสมัส-214 (Bi^{214}) และให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานเท่ากับ 1.76 MeV ที่ใช้เป็นตัววัดความเข้มข้นของยูเรเนียม-238 เรียกว่า ปริมาณยูเรเนียมสมมูล (equivalent uranium, eU)

1.3 ทอเรียม-232 (Th^{232}) อนุกรมการสลายตัวของธาตุทอเรียมแสดงไว้ในตาราง 2.6 การสลายตัวของธาตุแทลเลียม-208 ในขั้นตอนก่อนสุดท้ายจะให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานเท่ากับ 2.62 MeV และรังสีแกมมานี้จะใช้เป็นตัววัดค่าความเข้มข้นของทอเรียม เรียกว่า ปริมาณทอเรียมสมมูล (equivalent thorium, eTh)

ตาราง 2.3 ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีในหินแกรนิตของจังหวัดสงขลา สตูล พัทลุงและตรัง

Sample	Radioactivity									อ้างอิง
	Airborne radioactivity						Measured radioactivity			
	K (%)		eU (ppm)		eTh (ppm)		K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	
	Range	Mean	Range	Mean	Range	Mean				
แกรนิตลิวง จังหวัดสงขลา	1.6-3.2	2.4±0.4	8-18	13±2.0	16-34	25±4	6.4±0.05	19.63±0.41	32.17±4.24	พวงทิพย์ ร่างเล็ก, 2538
แกรนิตยุคไทรแอสสิค จังหวัดสตูลและสงขลา	1-2.6	1.75±0.28	4-10	6.75±1.41	16-34	23.5±4.2	2.14±0.17	6.48±0.08	17.63±0.07	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539
แกรนิตยุคจูแรสสิค-ไทรแอสสิค จังหวัดตรังสตูลและสงขลา	1.2-2	1.6±0.1	5-9.5	7.25±0.50	16-30	23±2	1.6±0.1	7.25±0.50	23±2	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539
แกรนิตยุคครีเทเชียส	-	-	-	-	-	-	2.8±0.9	14.7±10.3	74.1±52.7	กิตติชัย วัฒนานิกร, 2527

ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีของหินอัคนี หินแปรและหินตะกอน แสดงไว้ดังในตาราง 2.2 ซึ่งโดยทั่วไปหินอัคนีมีปริมาณธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าหินแปรและหินตะกอนดังรายละเอียดต่อไปนี้

หินอัคนีมีปริมาณของโพแทสเซียมอยู่ในช่วง 0.3-6.5 % มีปริมาณของยูเรเนียมสมมูล 0.3-55.8 ppm มีปริมาณทอเรียมสมมูล 1-140 ppm โดยหินอัคนีพวก alkali felspathoidal intermediate extrusive มีปริมาณโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลสูงที่สุด ในขณะที่หินอัคนีพวก ultrabasic mafic และ basalt มีปริมาณโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลต่ำที่สุด สำหรับหินอัคนีประเภทหินแกรนิตในภาคใต้ของประเทศไทยมีปริมาณโพแทสเซียม 1.6-2.4% มีปริมาณยูเรเนียมสมมูล 6.75-13 ppm และปริมาณทอเรียมสมมูล 23-25 ppm

หินแปรมีปริมาณโพแทสเซียม 0.3-2.6% ปริมาณยูเรเนียมสมมูล 1.1-7.4 ppm และปริมาณทอเรียมสมมูล 1.3-42 ppm โดยพบว่าหินไนส์มีปริมาณโพแทสเซียมและยูเรเนียมสมมูลสูง ในขณะที่หินพวก calc-silicate ยุคพรีแคมเบรียนมีปริมาณทอเรียมสูง

หินตะกอนและตะกอนมีปริมาณโพแทสเซียม 0.3-2.7 % ปริมาณยูเรเนียมสมมูล 0-8 ppm ปริมาณทอเรียมสมมูล1.3-50 ppm โดยพบว่าปริมาณยูเรเนียมสมมูลมีค่าสูงในตะกอนยุคควอเทอร์นารีและหินชุดแก่งกระจานยุคคาร์บอนิเฟอร์รัส ในขณะที่ปริมาณทอเรียมสมมูลมีค่าสูงในตะกอนยุคควอเทอร์นารี

ตาราง 2.4 อนุกรมการสลายตัวของธาตุโพแทสเซียม (K^{40}) (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Decay scheme	Half-life of isotope	Radiation	Gamma-ray energy (MeV)
^{40}K	1.3×10^{9} a	β, γ	1.4608
(89%), $^{40}Ca + \beta$ stable (11%), $^{40}Ar + \gamma$ stable			

ตาราง 2.5 อนุกรมการสลายตัวของธาตุยูเรเนียม (U^{238}) (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Isotope	Half-life	Principal radiation	Principal gamma-ray energy (MeV)
^{235}U	4.51×10^{9} a	α	
^{234}Th	24.1 d	β	
^{234}Po	1.18 min	β	
^{234}U	2.48×10^{5} a	α	
^{230}Th	8×10^{5} a	α	
^{220}Ra	$1,600\times10^{-3}$ a	α	
^{222}Rn	3.82 d	α	
^{218}Po	3.05 min	α	
^{214}Pb	26.8 min	β, γ	0.29, 0.35
^{214}Bi	19.8 min	β, γ	0.61, 1.12, 1.76
^{214}Po	1.6×10^{-4} s	α	
^{210}Pb	21.3 a	β	
^{210}Bi	5.01 d	β	
^{206}Pb	Stable	-	

ตาราง 2.6 อนุกรมการสลายตัวของธาตุทอเรียม (Th^{232}) (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

Isotope	half-life	principal radiation	principal gamma-ray energy (MeV)
^{232}Th	1.39×10^{10} a	α	
^{236}Ra	5.75 a	β	
^{228}Ac	5.13 h	β, γ	0.91, 0.96
^{228}Th	1.91 a	α	
^{224}Ra	3.64 d	α	
^{220}Rn	55.3 s	α	
^{210}Po	0.15 s	α	
^{212}Pb	10.64 h	β, γ	0.24
^{212}Bi	60.6 min	β, γ	0.73
^{212}Po (54 %)	3×10^{-7} s	α	
^{208}Tl (36 %)	3.1 min	β, γ	0.51, 0.58, 2.62
^{208}Pb	Stable	-	

2. แหล่งกำเนิดรังสีที่ไม่เกี่ยวข้องกับธรณีวิทยา นอกจากรังสีแกมมาจะเกิดจากการสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีที่มีอยู่ในแร่และหิน รังสีแกมมาอาจเกิดขึ้นจากปรากฏการณ์ในธรรมชาติบางอย่าง ดังต่อไปนี้

2.1 การกระเจิงคอมป์ตัน (Compton scattering) เป็นปรากฏการณ์ที่รังสีแกมมาในธรรมชาติชนกับอิเล็คตรอนที่มีอยู่ในอากาศหรือบนพื้นผิวโลก ส่งผลให้พลังงานของรังสีแกมมาลดลงและมีทิศทางที่แตกต่างจากทิศทางเดิม การกระเจิงคอมป์ตันเป็นปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นมากในธรรมชาติและเป็นเหตุที่ทำให้พลังงานของรังสีแกมมาลดลง

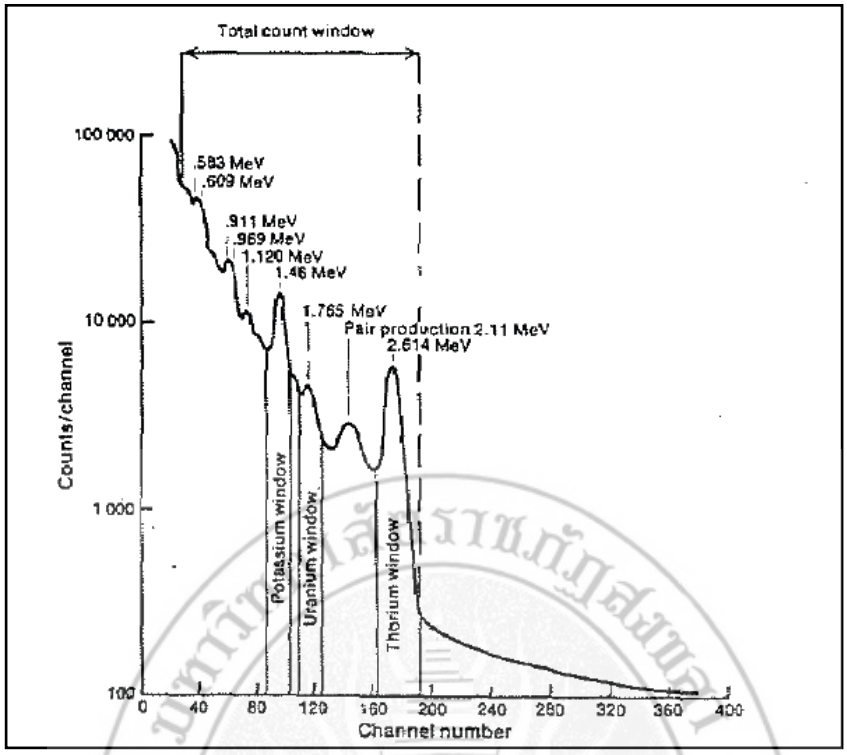
2.2 รังสีคอสมิก (Cosmic rays) เป็นรังสีแกมมาที่เกิดขึ้นเนื่องจากการชนกันของอนุภาคในอวกาศที่มีประจุไฟฟ้าหรือไม่มีประจุไฟฟ้า (neutron) กับนิวเคลียสของอะตอมในชั้นบรรยากาศของโลก ทำให้เกิดรังสีแกมมาที่มีพลังงานสูง (ประมาณ 3-6 MeV) และพลังงานของรังสีแกมมานี้จะถูกลดลงโดยปรากฏการณ์การกระเจิงคอมป์ตัน

2.3 การแผ่รังสีจากบรรยากาศ (atmospheric radiation) ก๊าซเรดอน (radon-222) ซึ่งเกิดจากการสลายตัวของไอโซโทปยูเรเนียม-238 (U^{238}) ที่ผิวโลกและลอยอยู่ในอากาศตั้งแต่ระดับพื้นดินจนถึงระดับความสูงประมาณ 300 เมตรหรือมากกว่า และสลายตัวให้บิสมัส-214 (Bi^{214}) พร้อมทั้งปลดปล่อยรังสีแกมมาที่มีพลังงาน 1.76 MeV ซึ่งเท่ากับพลังงานในหน้าต่างยูเรเนียม (U-window) ของเครื่องมือวัด ดังนั้นการมีอยู่ของก๊าซเรดอนในอากาศจะส่งผลให้การวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของพื้นดินคลาดเคลื่อนไป

2.4 ฝุ่นนิวเคลียร์ (Nuclear fallout) เป็นผลผลิตจากการทดลองอาวุธนิวเคลียร์ซึ่งทำให้บรรยากาศเกือบทั่วโลกถูกปะปนไปด้วยไอโซโทปของธาตุกัมมันตรังสี เช่น ซีเซียม-137 (Cs^{137}) ซึ่งมีครึ่งชีวิตประมาณ 30 ปีและสลายตัวให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานเท่ากับ 0.66 MeV ทำให้ค่ากัมมันตภาพรังสีทั้งหมด (total count) ที่วัดได้มีรังสีแกมมานี้ร่วมอยู่ด้วย

สเปกตรัมกัมมันตภาพรังสี (Radiometric Spectrum)

ธาตุกัมมันตรังสีแต่ละชนิดจะสลายตัวและให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานต่างกัน เช่น รังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของไอโซโทปทัลเลียม-208 (Tl^{208}) ซึ่งใช้เป็นตัววัดความเข้มของธาตุทอเรียมจะมีพลังงานเท่ากับ 2.62 MeV รังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของไอโซโทปบิสมัส-214 (Bi^{214}) ซึ่งใช้เป็นตัววัดความเข้มของธาตุยูเรเนียมจะมีพลังงานเท่ากับ 1.76 MeV และรังสีแกมมาจากธาตุโพแทสเซียม-40 (K^{40}) จะมีพลังงานเท่ากับ 1.46 MeV พลังงานทั้งสามนี้จะมีค่าคงที่ตลอดเวลา เราจึงใช้จำนวนนับหรือความสูงของแถบพลังงานหรือช่วงพลังงานดังกล่าวเป็นตัวกำหนดความเข้มข้นของธาตุทอเรียม ยูเรเนียม และโพแทสเซียม ดังแสดงในภาพประกอบ 2.13 ซึ่งเป็นสเปกตรัมของรังสีแกมมาที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องสเปกโตรมิเตอร์แบบหลายช่องสัญญาณที่ระดับความสูง 120 เมตรเหนือพื้นดิน



ภาพที่ 2.9 ตัวอย่างสเปกตรัมรังสีแกมมา (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

หน่วยวัดกัมมันตภาพรังสี (Units of radiometric measurement)

หน่วยที่ใช้วัดค่ากัมมันตรังสีมีหลายชนิดขึ้นอยู่กับจุดประสงค์ของการวัด เช่น หน่วยวัดความแรง หน่วยวัดอำนาจการดูดซับ หรือหน่วยวัดความเข้ม เป็นต้น ดังรายละเอียดต่อไปนี้

1. คูรี (Curie, Ci) เป็นหน่วยที่ใช้วัดความแรงของกัมมันตภาพรังสี โดยกำหนดให้ 1 Ci เท่ากับการสลายตัว 3.7×10^{10} ครั้งใน 1 วินาที

2. เรินต์เกน (Roentgen, R) เป็นหน่วยที่ใช้วัดจำนวนรังสีที่ถูกดูดซับในหนึ่งหน่วยปริมาตรหรือหนึ่งหน่วยน้ำหนักของวัตถุ โดยกำหนดให้ 1 R เป็นปริมาณของรังสีแกมมาที่ทำให้เกิดคู่ไอออน (ion pairs) จำนวน 1.6×10^{12} คู่ในอากาศ 1 กรัม

3. อิเล็กตรอนโวลต์ (electron volts, eV) เป็นหน่วยที่ใช้วัดพลังงานของรังสีแกมมา โดยกำหนดให้ 1 eV มีค่าเท่ากับพลังงานของอิเล็คตรอนซึ่งถูกเร่งในสนามไฟฟ้าที่มีความต่างศักย์ 1 โวลต์ (1 eV = 1.605×10^{-19} joule)

4. จำนวนนับต่อหน่วยเวลา (counts per unit time) เป็นหน่วยวัดจำนวนครั้งของรังสีที่ตกกระทบในหนึ่งหน่วยเวลา โดยทั่วไปแล้วเครื่องมือที่ใช้ในการสำรวจจะวัดค่ากัมมันตรังสีออกมาเป็นจำนวนครั้งของรังสีที่ตกกระทบหัววัดต่อหนึ่งหน่วยเวลา เช่น cps (count per second)

5. ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล (eU, eTh) เป็นหน่วยวัดความเข้มข้นของยูเรเนียมและทอเรียม ทั้งนี้เนื่องจากการวัดรังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของธาตุยูเรเนียมและทอเรียมดังแสดงไว้ในอนุ

กรมการสลายตัวนั้นจะต้องวัดในสภาวะสมดุล แต่โดยความเป็นจริงเราไม่ทราบได้ว่าเมื่อใด จึงนิยมใช้หน่วยยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล สำหรับโพแทสเซียม (K) ความเข้มข้นมีหน่วยเป็นเปอร์เซ็นต์ (%)

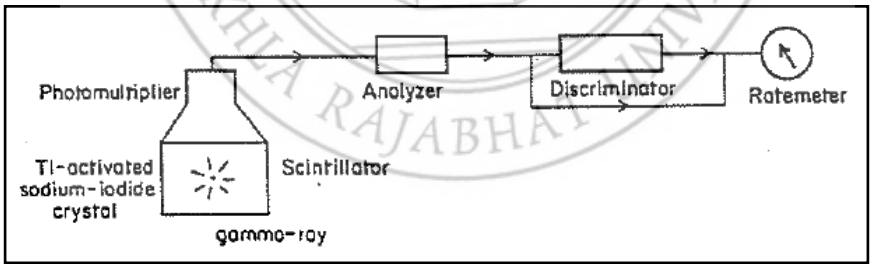
6. หน่วยของความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี (unit of radioelement concentration, ur) โดยกำหนดให้ 1 ur เท่ากับจำนวนนับทั้งหมด (total count) ที่ได้จาก ยูเรเนียมจำนวน 1 ppm ในสภาวะสมดุล

เครื่องมือวัดรังสีแกมมา (Gamma-rays detector) เครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดรังสีแกมมาในงานสำรวจทางอากาศ มีดังนี้

1. Sodium-Iodide scintillation detector (Scintillometer) เครื่องมือนี้ใช้วัดรังสีรวมต่อหน่วยเวลา โดยมีส่วนประกอบที่สำคัญ 3 ส่วน คือ หัววัดที่ทำด้วยผลึกของโซเดียมไอโอไดด์ (NaI) ตัวคูณทางแสง (Photomultiplier) ซึ่งเป็นภาคขยายช่วงต้น และวงจรนับสัญญาณ เมื่อรังสีแกมมตกกระทบผลึกโซเดียมไอโอไดด์จะมีประกายแสงเกิดขึ้น (scintillation) เมื่อแสงที่เกิดขึ้นตกกระทบแคโธดทางแสง(photocathode) จะมีอิเล็กตรอนเกิดขึ้น และจำนวนอิเล็กตรอนจะถูกเพิ่มจำนวนขึ้นโดยตัวคูณแสง ก่อนส่งเข้าสู่วงจรนับสัญญาณ

2. สเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา (Gamma-ray spectrometer) มีหลักการทำงานและส่วนประกอบเหมือนกับเครื่อง scintillometer เพียงแต่เพิ่มตัววิเคราะห์ (analyzer) และ ตัวคัดแยก (discriminator) เข้าไปเพื่อแยกการวัดรังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของโพแทสเซียม ยูเรเนียมและทอเรียมออกจากกัน (ภาพประกอบ 2.14) โดยจัดหน้าต่างสำหรับการวัด(window) ไว้ดังนี้คือช่วงพลังงาน 0.40-2.82 MeV สำหรับหน้าต่างของจำนวนรังสีรวม ช่วงพลังงาน 1.36-1.56 MeV โดยมียอดสูงสุดอยู่ที่ 1.46 MeV สำหรับหน้าต่างของโพแทสเซียม ช่วงพลังงาน 1.66-1.86 MeV โดยมียอดสูงสุดอยู่ที่ 1.76 MeV สำหรับหน้าต่างของยูเรเนียม และช่วงพลังงาน 1.66-1.86 MeV โดยมียอดสูงสุดอยู่ที่ 2.62 MeV สำหรับหน้าต่างของทอเรียม

3. สเปกโตรมิเตอร์แบบหลายช่อง (multichannel spectrometer) เป็นสเปกโตรมิเตอร์ที่มีการแบ่งช่องวัดเป็นจำนวนมาก เช่น 100 ช่อง หรือ 1,000 ช่อง ในปัจจุบันเครื่องสเปกโตรมิเตอร์ที่นำมาใช้ในการบินสำรวจจะมีจำนวนช่องวัดจำนวน 256 หรือ 512 ช่อง



ภาพที่ 2.10 แผนผังของสเปกโตรมิเตอร์ (บุญรวม สงกรานต์, 2539)

2.2.10 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ชลิดา ตะหวัน และม่ารียะ ธรรมจิตต์, (2553) ได้ทำการศึกษาความหนาแน่นของตัวอย่างหินโผล่ ในบริเวณ อำเภอสทิงพระ อำเภอกระแสสินธุ์ซึ่งอยู่ในหินบริเวณคาบสมุทรสทิงพระ จังหวัดสสงขลา โดยหินที่พบส่วนใหญ่เป็นหินตะกอน ประกอบไปด้วย หินทราย หินกรวดมน และหินดินดาน ด้วยวิธีการวัดค่าความหนาแน่นหินสด และวัดค่าความหนาแน่นหินเปียกผลการศึกษาพบว่า หินทราย มีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 1,545±158 kg/m^3 มีความหนาแน่นหินเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 1,684±148 kg/m^3 พบที่วัดทุ่งบัว วัดเกาะใหญ่ เขาบ่อเรียน แหลงบ่อท่อบ้านแหลมเจ้า เขาในและเขารัดรูป ส่วนใหญ่อยู่อำเภอกระแสสินธุ์ หินกรวดมนมีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 1,328±133 kg/m^3 มีความหนาแน่นหินเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 1,723±150 kg/m^3 พบที่วัดทุ่งบัว วัดสูงเกาะใหญ่เขาบ่อเรียน วัดพะโคะ เขาใน เขารัดรูป และวัดคูหา หินดินดานมีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 1,584±13 kg/m^3 มีความหนาแน่นหินเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 1,637±12 kg/m^3 พบที่วัดพะโคะ และเขาใน

ชาญยุทธ ฟองสุวรรณ, (2547) ได้ศึกษาคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของเกาะยอ จังหวัดสงขลา ได้วัดความหนาแน่นของตัวอย่างหินเพื่อวิเคราะห์ความหนาแน่นชนิด และหมวดหมู่ตลอดจนถึงลักษณะทางกายภาพของตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษาวิจัย และนำค่าที่ได้ไปใช้ในการกำหนดแบบจำลองโครงสร้างทางธรณีวิทยาโดยประกอบไปด้วย หินทรายมีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 2,543±111 kg/m^3 มีความหนาแน่นหินเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 2,657±78 kg/m^3 หินเชิร์ต มีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 2,651±19 kg/m^3 มีความหนาแน่นเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 2,658±17 kg/m^3 หินดินดานมีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 2,417±216 kg/m^3 มีความหนาแน่นเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 2,520±146 kg/m^3 แร่ควอตซ์มีความหนาแน่นหินสดเฉลี่ยเท่ากับ 2,585±18 kg/m^3 มีความหนาแน่นเปียกเฉลี่ยเท่ากับ 2,593±13 kg/m^3

สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, (2539) ได้ทำการศึกษาหินแกรนิตบริเวณจังหวัดสงขลา และสตูล พบว่าค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของหินแกรนิตบริเวณนี้ประมาณ 2619±44 kg/m^3 และค่าผิดปกติความถ่วงต่ำ (ประมาณ -50 ถึง 100 g.u) ครอบคลุมเหนือบริเวณตะกอนควอเทอร์นารี และได้สร้างแบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาให้มีหินฐานที่มีความหนาแน่นมากรองรับหินแกรนิตในระดับลึก และรองรับตะกอนควอเทอร์นารีในระดับตื้น

สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, (2539) ได้ทำการศึกษาหินแกรนิตบริเวณจังหวัดสงขลา พัทลุง และตรัง ซึ่งเป็นหินแกรนิตยุคจูแรสซิก-ไทรแอสซิก พบว่าความหนาแน่นเฉลี่ยของหินแกรนิตบริเวณนี้ประมาณ 2577±61 kg/m^3 และพบว่าค่าผิดปกติความถ่วงต่ำ (ประมาณ 60 ถึง 140 g.u) จะครอบคลุมเหนือบริเวณตะกอนควอเทอร์นารี และได้สร้างแบบจำลองโครงสร้างธรณีวิทยาให้มีหินฐานที่มีความหนาแน่นมากรองรับหินแกรนิตในระดับลึก และรองรับตะกอนควอเทอร์นารีในระดับตื้น

อิภิชัย แก้วตาหวาน, (2551) ศึกษาค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน มีวัตถุประสงค์เพื่อกำหนดค่าความหนาแน่นของหินและนำไปเป็นข้อมูลในการวิเคราะห์ค่าสนามโน้มถ่วงที่วัดได้บริเวณแหล่งน้ำพุร้อน จังหวัดสุราษฎร์ธานี ซึ่งจากหินตัวอย่างที่ได้ประกอบด้วย หินทรายยุคครีเทเชียส-จูแรสซิก จำนวน 13 ตัวอย่าง มีค่าความหนาแน่นเฉลี่ย 2,450 kg/m^3 และหินปูนยุคเพอร์เมียน จำนวน 25 ตัวอย่าง มีค่าความหนาแน่นเฉลี่ย 2,720±90 kg/m^3

สุกฤษฎิ์ จรจะนะ, (2552) ศึกษาค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน มีวัตถุประสงค์เพื่อกำหนดค่าความหนาแน่นของหมวดหินชนิดต่างๆ ของแหล่งน้ำพุร้อน อำเภอเขาชัยสน จังหวัดพัทลุง ซึ่งประกอบด้วยหินแกรนิต 1 ตำแหน่ง มีพิสัยค่าความหนาแน่นเท่ากับ 2,582-2,620 kg/m^3 หินปูนยุค
เพอร์เมียน 1 ตำแหน่ง มีพิสัยค่าความหนาแน่นเท่ากับ 2,658-2,805 kg/m^3 หินทรายยุคคาร์บอนิเฟอรัส 1 ตำแหน่ง มีพิสัยค่าความหนาแน่นเท่ากับ 2,307-2,570 kg/m^3 หินปูนยุคออร์โดวิเชียน 1 ตำแหน่ง มีพิสัยค่าความหนาแน่นเท่ากับ 2,539-2,668 kg/m^3

เอกชัย สันเมือง, (2552) ศึกษาค่าสนามโน้มถ่วงบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนอง ซึ่งหาค่าความหนาแน่นของหินที่เก็บจากแหล่งน้ำพุร้อนเพื่อนำไปวิเคราะห์ค่าสนามโน้มถ่วง ตัวอย่างหินที่เก็บได้จากพื้นที่ศึกษาแบ่งออกเป็น 3 กลุ่ม คือ กลุ่มอัคนีที่เป็นหินแกรนิตจำนวน 17 ตัวอย่าง มีค่าความหนาแน่นเฉลี่ยเท่ากับ 2,560 kg/m^3 กลุ่มหินตะกอนประกอบหินทราย หินโคลน และหินดินดาน จำนวน 13 ตัวอย่าง มีค่าความหนาแน่นเฉลี่ยเท่ากับ 2,450 kg/m^3 และกลุ่มหินปูนจำนวน 4 ตัวอย่าง ความหนาแน่นที่แบ่งออกเป็น 2 ช่วงอย่างชัดเจน มีค่าเฉลี่ยความหนาแน่นของหินช่วงที่สองมีค่าความหนาแน่นเท่ากับ 2,720±20 kg/m^3

พิชญ์พิไล ขุนพรรณราย, (2552) ทำการแปลความหมายข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศของค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กและค่ากัมมันตภาพรังสีบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนองเพื่อศึกษาลักษณะทางธรณีวิทยาของแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนอง พบว่าค่าผิดปกติสนามแม่เหล็กมีค่า -20 นาโนเทสลา ถึง 10 นาโนเทสลา ซึ่งถูกล้อมรอบด้วยค่าผิดปกติขนาด 45 ถึง 60 นาโนเทสลา จากการแปลความจึงได้แบบจำลองที่คาดว่าเป็นบริเวณต้นกำเนิดความร้อนของแหล่งน้ำพุร้อน และค่าผิดปกติกัมมันตภาพรังสีสามารถกำหนดขอบเขตของหินแกรนิตได้เนื่องจากมีค่ากัมมันตรังสีสูงกว่าหินชนิดอื่น ๆ และได้คำนวณปริมาณความร้อนจากปริมาณกัมมันตภาพรังสีที่ได้จากหินแกรนิตระนอง H และ I มีค่าเฉลี่ย 2.18±0.30 μW/m^3 และ 2.80±0.51 μW/m^3 ตามลำดับ ส่วนแกรนิต F ปริมาณความร้อนที่ผลิตได้มีค่า 4.67±0.93 μW/m^3 ซึ่งมีค่าเพียงพอที่จะทำให้น้ำร้อนของแหล่งน้ำพุร้อนของพื้นที่ศึกษามีอุณหภูมิสูง

ประสงค์ เกษราธิคุณ และคณะ (2553) ทำการตรวจวัดและวิเคราะห์ปริมาณกัมมันตภาพจำเพาะของนิวไคลด์รังสีเริ่มต้น เรเดียม-226 (^{226}Ra) ทอเรียม-232 (^{232}Th) และโปแตสเซียม -40 (^{40}K) ในตัวอย่างดินจำนวน 88 ตัวอย่างที่เก็บจากทุกตำบลใน 10 อำเภอของจังหวัดตรังโดยใช้หัววัดรังสีแบบเจอร์มาเนียมบริสุทธิ์และระบบวิเคราะห์แบบแกมมาสเปกโตรเมตรีและใช้ต้นกำเนิดมาตรฐานดินแบบปริมาตร IAEA 375-soil ของสถาบันเทคโนโลยีนิวเคลียร์แห่งชาติ(องค์การมหาชน) ในการเปรียบเทียบเพื่อการคำนวณค่ากัมมันตภาพจำเพาะ จากผลการทดลองที่ได้พบว่าค่ากัมมันตภาพจำเพาะของเรเดียม-226 ทอเรียม-232 และโปแตสเซียม-40 มีค่าเฉลี่ยเป็น 76.48 ±3.38Bq/kg, 84.38 ± 4.53 Bq/kg และ 384.85 ± 23.30 Bq/kg ตามลำดับและมีค่าพิสัยอยู่ระหว่าง 16.35– 889.99 Bq/kg 0.47 – 298.18 Bq/kg และ 58.23 – 1425.73 Bq/kg ตามลำดับ และได้และได้นำผลที่คำนวณได้นี้มาเปรียบเทียบกับข้อมูลของสำนักงานปรมาณูเพื่อสันติ ข้อมูลของนักวิจัยไทยและข้อมูลของงานวิจัยทั่วโลก นอกจากนี้ยังได้สร้างแผนภาพทางรังสีของค่ากัมมันตภาพจำเพาะของเรเดียม-226 ทอเรียม-232 และโปแตสเซียม- 40 จากข้อมูลที่ศึกษาได้ในตัวอย่างดินบริเวณจังหวัดตรังโดยใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ ArcGIS อีกด้วย

วิษณุศาสตร์ อาจโยธา (2556) ทำการตรวจวัดความเข้มข้นของเรเดียม 226 ในตัวอย่างน้ำในแม่น้ำพองเขตจังหวัดขอนแก่นจำนวนทั้งหมด32ตัวอย่าง โดยใช้เทคนิคการดูดซับเรเดียม 226 ของแมงกานีสไฟเบอร์ผ่านอัตราการไหลของตัวอย่างน้ำ ที่ 1,000ml/min ร่วมกับการใช้เทคนิคแกมมาสเปกโตรเมตรีในการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของเรเดียม 226 ที่ มีอยู่ในตัวอย่างน้ำ ผลการตรวจวัดค่าความเข้มข้นเฉลี่ยของเรเดียม 226 พบว่าอยู่ในช่วง 0 – 77.27 mBq/l เมื่อเทียบกับเกณฑ์มาตรฐานของ United State Environmental Protection Agency (EPA) กำหนดให้ปริมาณค่าความเข้มข้นของเรเดียม-226 ที่มีในน้ำ อุปโภค และบริโภค ไม่ควรเกิน 185 mBq/l จากผลการตรวจวัดเรเดียม 226 ในตัวอย่างน้ำทั้งหมดมีค่าต่างกว่าเกณฑ์มาตรฐานทั้งสิ้นแต่ยังมีอยู่ 2 บริเวณ ที่มีค่าความเข้มข้นที่สูงกว่าบริเวณอื่นๆ ได้แก่ บ้านห้วยบง ต .ทุ่งชมพู อ .ภูเวียง มีค่าความเข้มข้นเฉลี่ยของเรเดียม 226 เท่ากับ 77.27 mBq/l และบ้านห้วยทราย ต.บ้านดง อ.อุบลรัตน์ มีค่าความเข้มข้นเฉลี่ยของเรเดียม 226 เท่ากับ 75.36 mBq/l ดังนั้นจึงต้องทำการเฝ้าระวังค่าความเข้มข้นของเรเดียม 226 ในสองบริเวณนี้ต่อไป

พรศรี พลพงษ์ และคณะ (2537-2539) และ ธวัชชัย อิทธิพูนธนกรและคณะ (2542-2545) สังกัดกองการวัดกัมมันตภาพรังสี สำนักงานปรมาณูเพื่อสันติ ทำการวิจัยการสะสมของกัมมันตรังสีในสิ่งแวดล้อม โดยได้ทำเก็บตัวอย่างจากสิ่งแวดล้อมทั่วประเทศและดำเนินการติดต่อกันเป็นประจำทุกปี โดยได้ทำการเก็บตัวอย่างจากสิ่งแวดล้อมประเภทต่างๆเช่นน้ำ ดิน หญ้าและอาหาร (เนื้อสัตว์และผักสด) โดยเก็บตัวอย่างในระหว่างเดือนมกราคม-กันยายนครอบคลุมพื้นที่ 25 จังหวัด (204 อำเภอ) แล้วนำมาวิเคราะห์หานิวไคลด์รังสีที่ให้รังสีแกมมาทั้งนิวไคลด์รังสีที่มีอยู่แล้วในธรรมชาติ (^{238}U, ^{232}Th, ^{226}Ra, ^{40}K) และนิวไคลด์รังสีที่เป็นผลผลิตจากปฏิกิริยาฟิวชัน (^{137}Cs)

สุวิทย์ เพชรห้วยลึก (2540) การศึกษาครั้งนี้ ได้ใช้ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีจากการบินสำรวจทางอากาศมาวิเคราะห์แผนที่ธรณีวิทยาในพื้นที่จังหวัดพัทลุง ระหว่างพิกัด 780000N – 873000N และ 580000E – 660000E โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อกำหนดขอบเขตหน่วยหินย่อยและรายละเอียดเพิ่มเติมลงบนแผนที่ธรณีวิทยาของพื้นที่วิจัย ผลจากการศึกษา พบว่า แผนที่กัมมันตรังสี จากข้อมูลโพแทสซียม (K) ยูเรเนียมสมมูล (eU) ทอเรียมสมมูล (eTh) และกัมมันตภาพรังสีรวม (Tc) สามารถกำหนดขอบเขตของหน่วยหินย่อยได้ โดยแบ่งตะกอนควอเทอร์นารีออกเป็นหน่วยย่อย คือ ตะกอนทะเลสาบ ตะกอนธารน้ำพา ตะกอนตกค้างลุ่มน้ำ ตะกอนเศษหิน และแหล่งเศษหินเชิงเขา ยังตรวจพบหินชั้นและหินแปรแทนพื้นที่ของหินแกรนิตตอนกลาง ขณะที่รายละเอียดของส่วนอื่นๆ สอดคล้องกับแผนที่ธรณีวิทยาของกรมทรัพยากรธรณี (2528)

สุวิทย์ เพชรห้วยลึกและพีระศักดิ์ แสงอรุณ (2544) การศึกษาถึงความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี ของโพแทสเซียม ยูเรเนียม และทอเรียม ในตะกอนควอเทอร์นารีของพื้นที่จังหวัดพัทลุง ที่ระดับความลึก 0 – 2 cm, 20 – 22 cm และ 40 – 42 cm โดยวิธีสเปกโตรเมตรีรังสีแกมมา วิเคราะห์ตัวอย่างตะกอนจากแหล่งที่นาร้างหรือที่ว่างเปล่า แหล่งน้ำคลองหรือริมทะเลสาบ และแหล่งสวนยางแก่หรือป่าทึบ ซึ่งประกอบด้วยตะกอนกรวด ทราย ทรายแป้ง ดิน และดินแล้ง เพื่อตรวจสอบหาที่มาของค่าผิดปกติกัมมันตภาพรังสีสูง ที่ปรากฏในแผนที่คอนทัวร์กัมมันตรังสีที่ได้จากการบินสำรวจอากาศของพื้นที่วิจัย พบว่าตะกอนที่ระดับช่วงความลึก 20 – 22 cm มีปริมาณโพแทสเซียมสูงที่สุด แต่ช่วงระดับความลึก 40 – 42 cm มีปริมาณยูเรเนียมและทอเรียมสูงสุด โดยที่ตะกอนจาก

แหล่งแม่น้ำลำคลองหรือริมทะเลสาบมีปริมาณโพแทสเซียม ยูเรเนียม และทอเรียมเฉลี่ยสูงสุด ขณะที่แหล่งที่นาร้างหรือที่ว่างเปล่ามีปริมาณโพแทสเซียมและยูเรเนียมเฉลี่ยต่ำสุด และแหล่งสวนยางแก่หรือป่าทึบมีปริมาณทอเรียมเฉลี่ยต่ำสุด โดยที่ตะกอนประเภทดินจะมีปริมาณโพแทสเซียมและยูเรเนียมเฉลี่ยสูงสุด และตะกอนประเภทกรวดจะมีปริมาณทอเรียมเฉลี่ยสูงสุด ส่วนแผนที่คอนทัวร์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีของตะกอนควอเทอร์นารี กับแผนที่ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่ได้จากการบินสำรวจทางอากาศเหนือตะกอนควอเทอร์นารี มีค่าผิดปกติของเส้นคอนทัวร์ที่มีค่าสูงมีลักษณะที่ใกล้เคียงกัน คือ จะวางตัวสอดคล้องกับตำแหน่งของบริเวณแม่น้ำลำคลอง แสดงว่าความผิดปกติของคอนทัวร์ที่มีค่าสูงที่ปรากฏในแผนที่ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่ได้จากการบินสำรวจ ที่ปรากฏเหนือบริเวณแม่น้ำลำคลองหรือริมทะเลสาบมาจากตะกอนที่ถูกกัดเซาะ และผุพัง ของหินต้นกำเนิดรังสีจากเทือกเขาบรรทัดที่อยู่ด้านตะวันตกของพื้นที่วิจัย แล้วถูกชะล้าง พัดพา และตกค้าง ตามบริเวณแม้น้ำลำคลองหรือริมทะเลสาบในบริเวณตอนกลางของพื้นที่วิจัย

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

บทที่ 3
การทดลอง

การจัดทำวิจัยเฉพาะทางในครั้งนี้ ผู้จัดทำวิจัยเฉพาะทาง ได้ทำการศึกษาการวัดค่าความหนาแน่น กัมมันตภาพรังสีของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา มีรายละเอียดดังนี้

3.1 วัสดุอุปกรณ์ที่ใช้ในการเก็บตัวอย่างหินและวัดค่าความหนาแน่น

1. แผนที่ภูมิประเทศ จังหวัดพัทลุง มาตราส่วน 1:50,000 (กรมแผนที่ทหาร)
2. แผนที่ธรณีวิทยา มาตราส่วน 1:150,000 (Geology map) ของพื้นที่ศึกษา (กรมทรัพยากรธรณี)
3. เครื่องระบุพิกัดภูมิศาสตร์ (GPS รุ่น eTrex Vista)
4. กล้องถ่ายรูปดิจิตอล (รุ่น Canon G12)
5. ถุงมือ
6. หนังสือพิมพ์
7. ถุงพลาสติกใส่ตัวอย่างหินและแปรงปัด
8. ปากกาเมจิก
9. สมุดบันทึก
10. ค้อนปอนด์ค้อนธรณี (สำหรับใช้เคาะและทุบหินให้ได้ขนาดที่หินตามที่ต้องการละเอียด)
11. ภาชนะบรรจุน้ำสำหรับใช้ใส่น้ำขณะที่ทำการวัดมวลตัวอย่างหินในน้ำ
12. เครื่องชั่งน้ำหนักแบบตัวเลข (Poch รุ่น Portable Electronic Scale)

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

(ก)

(ข)

(ค)

(ง)

(จ)

ภาพที่ 3.1 อุปกรณ์ที่ใช้สำหรับศึกษาความหนาแน่นของตัวอย่างหิน (ก) ตะกร้าชั่งหินในอากาศ (ข) ตะกร้าชั่งหินในน้ำ (ค) ค้อนปอนด์และธรณี (ง) เครื่องชั่งดิจิตอล (จ) กล่องพลาสติสี่เหลี่ยมขนาด 23 cm x 46 cm x 29 cm และกล่องพลาสติกขนาด 13 cm x 25 cm x 15 cm

3.2 วัสดุอุปกรณ์ที่ใช้สำหรับศึกษาค่ากัมมันตภาพรังสีของตัวอย่างหิน

1. สารมาตรฐาน IAEA-RGU-2000
2. กระปุกใส่ตัวอย่างขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 6.5 x 7.5 เซนติเมตร
3. ฉลากติดรหัสกระปุกบรรจุตัวอย่าง
4. เทปกาว
5. ครื่องชั่งจุดทศนิยม 1 ตำแหน่ง
6. ตะแกรงร่อนแยกขนาดช่องประมาณ 2 มิลลิเมตร
7. ช้อนตักสาร

3.3 วิธีการดำเนินการวิจัย

1. ศึกษารวบรวมข้อมูลคุณสมบัติทางกายภาพข้อมูลในการลงพื้นที่เก็บตัวอย่าง และเส้นทางพื้นที่วิจัย และการจัดเตรียมอุปกรณ์ที่จะใช้ในการลงพื้นที่เก็บตัวอย่างหิน ณ บริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ลุ่มน้ำทะเลสาบ

2. ใช้เครื่องบอกพิกัดตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ เพื่อหาพิกัด

3. ทำการเก็บตัวอย่างหินรอบๆ บริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ให้มีขนาดมากกว่า 1 กิโลกรัม โดยจะเก็บทั้งหมดจำนวน 7 ตำแหน่ง ตำแหน่งละ 3 ตัวอย่าง (ภาพที่ 3.2)

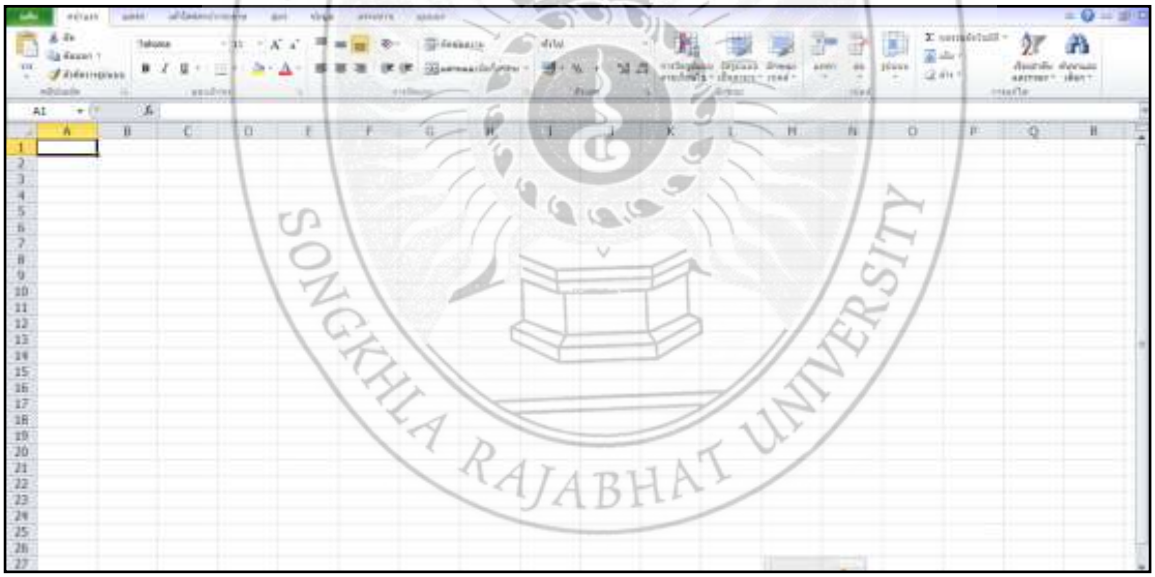
4. นำหินตัวอย่างใส่ถุงพลาสติก พร้อมเขียนรหัสของตัวอย่างหินไว้ที่ถุง (ภาพที่ 3.3)

ภาพที่ 3.2 การเก็บตัวอย่างหินบริเวณพื้นที่ศึกษา

ภาพที่ 3.3 การเก็บตัวอย่างใส่ถุงพลาสติกพร้อมเขียนรหัส

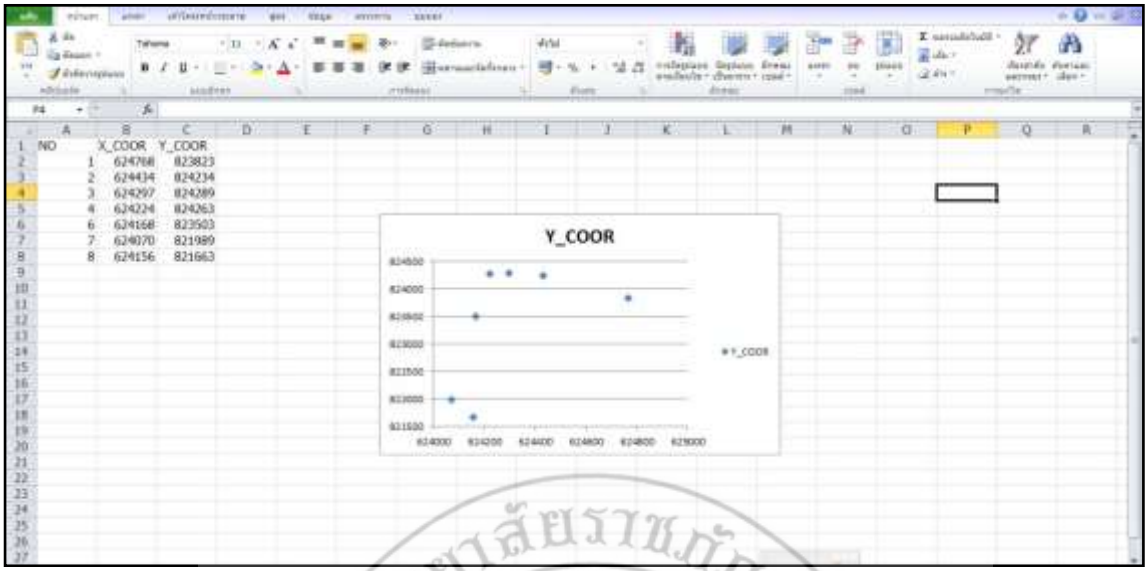
3.4 วิธีการกำหนดจุดเก็บตัวอย่างของพื้นที่ศึกษา

1. ใช้โปรแกรม Microsoft Excel 2010 เพื่อนำค่าพิกัดของพื้นที่ที่เก็บตัวอย่างหินได้ มาสร้างกราฟความสัมพันธ์ (ภาพที่ 3.4)



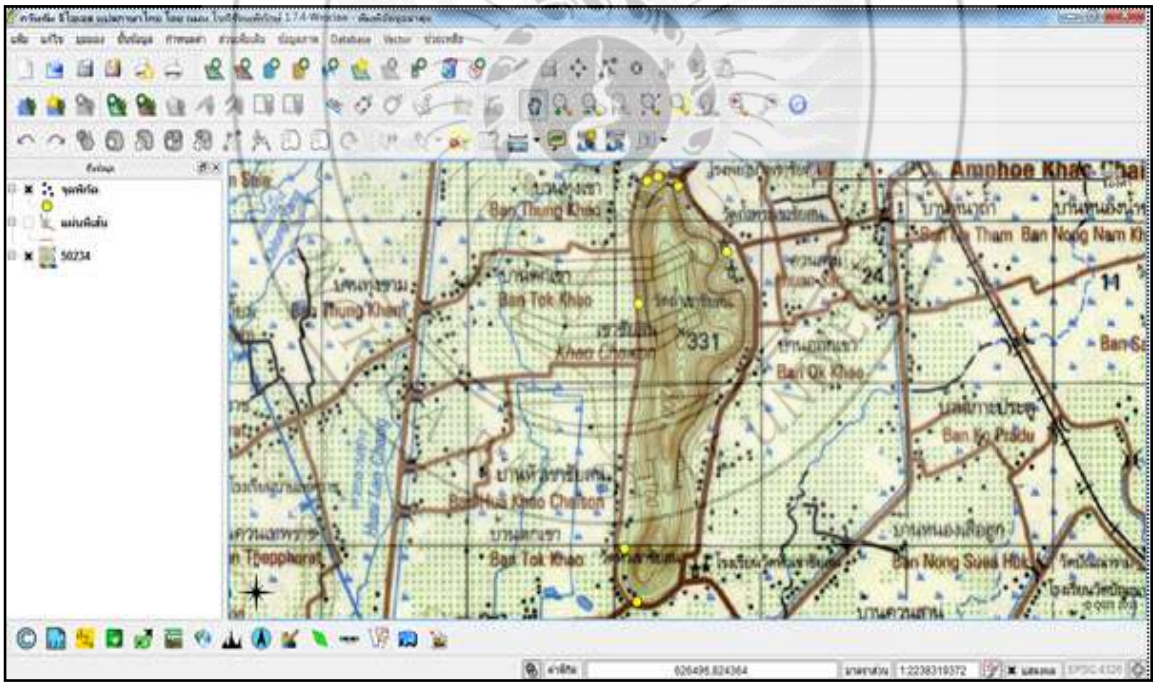
ภาพที่ 3.4 โปรแกรม Microsoft Excel 2010

2. นำข้อมูลค่าพิกัดของพื้นทีที่เก็บตัวอย่างหิน มาสร้างกราฟความสัมพันธ์ระหว่างแกน X_COOR กับ Y_COOR (ภาพที่ 3.5)



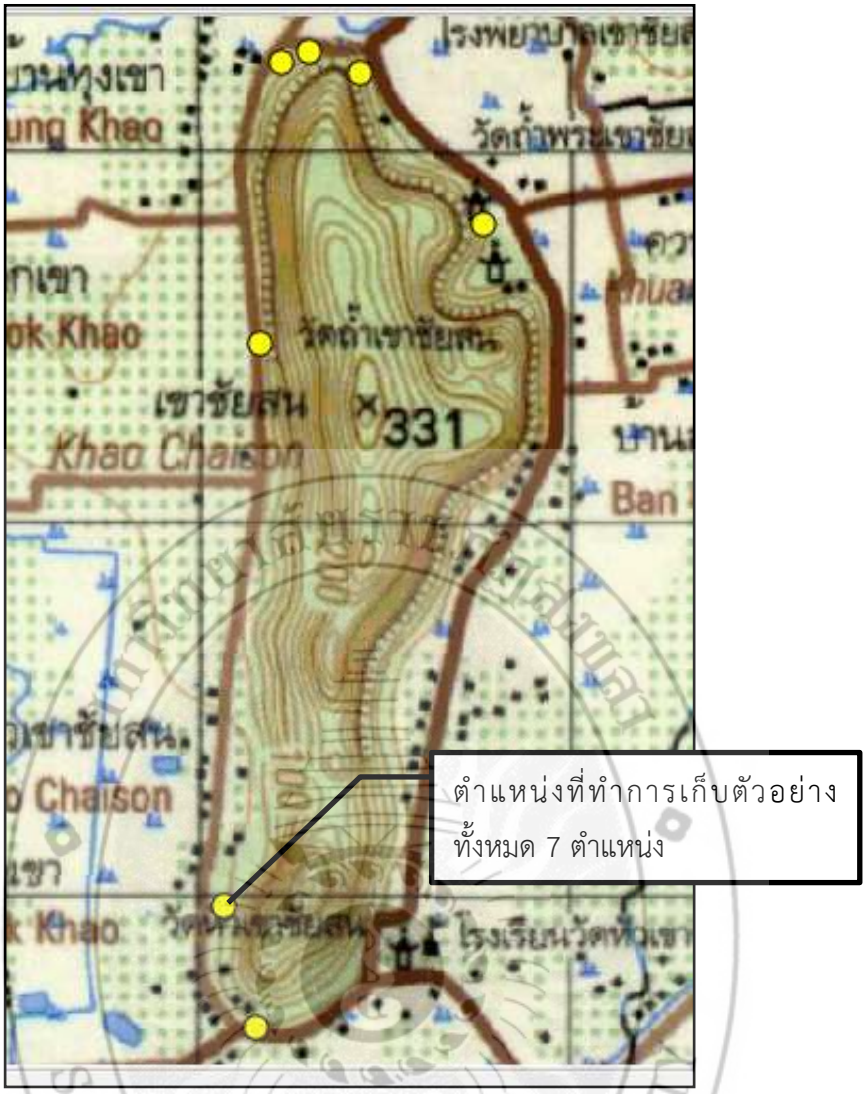
ภาพที่ 3.5 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างแกน X_COOR กับ Y_COOR

3. นำกราฟความสัมพันธ์ระหว่างแกน X_COOR กับ Y_COOR มาใช้ในโปรแกรม Quantum GIS (1.7.4) เพื่อระบุจุดพิกัดและแผนที่เส้น (ภาพที่ 3.6)



ภาพที่ 3.6 แผนที่แสดงบริเวณที่ทำการเก็บตัวอย่างหิน

4. ดังนั้นข้อมูลที่ได้จากกราฟความสัมพันธ์ระหว่างแกน X_COOR กับ Y_COOR ที่นำมาใช้โปรแกรม Quantum GIS (1.7.4) เพื่อระบุจุดพิกัดที่ทำการเก็บตัวอย่างทั้งหมดลงในแผนที่ภูมิประเทศ (ภาพที่ 3.7)



ภาพที่ 3.7 ตำแหน่งจุดเก็บตัวอย่างบนแผนที่ภูมิประเทศ

3.5 การหาค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน

1. ทำการย่อยตัวอย่างหินให้มีขนาดมากกว่า 1 กิโลกรัม แต่ไม่เกิน 2 กิโลกรัม ทำความสะอาดตัวอย่างหิน เพื่อไม่ให้เศษหิน และฝุ่นเกาะติดอยู่ภายนอกตัวอย่างหิน (ภาพที่ 3.8) ใช้หลักการของอาคีมีเดส

ภาพที่ 3.8 การย่อยสลายตัวอย่างหิน และการทำความสะอาด

2. แขวนเครื่องชั่งบนคานที่มีความแข็งแรง และมีความสมดุล ปรับเครื่องชั่งให้อยู่ในแนวระดับ แล้วนำตัวอย่างหินใส่ลงตะกร้า ทำการชั่งตัวอย่างหินในอากาศ และบันทึกค่าเป็น M_1 (ภาพที่ 3.9)

ภาพที่ 3.9 การชั่งตัวอย่างหินในอากาศ

3. นำตัวอย่างหินแช่ให้จมไว้ในน้ำ และทิ้งไว้ 1 คืน เมื่อครบกำหนดแล้วนำตัวอย่างหินมาชั่งในน้ำ โดยที่ใช้ตะกร้าเพื่อให้สามารถชั่งตัวอย่างหินได้ บันทึกค่าอ่านได้เป็น M_2 (ภาพที่ 3.10 และ 3.11)

ภาพที่ 3.10 การแช่ตัวอย่างหินในน้ำ

ภาพที่ 3.11 การชั่งตัวอย่างหินในน้ำ

ทำการคำนวณหาค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหินจากสมการ 3.1

$$\rho_d = \rho_w \left(\frac{M_1}{M_1^* - M_2^*}\right) \tag{3.1}$$

เมื่อ ρ_d = ความหนาแน่นของหินสด มีหน่วยเป็น kg/m^3

M_1 = น้ำหนักของหินที่ชั่งในอากาศ มีหน่วยเป็น kg

M_1^* = น้ำหนักของหินอิ่มตัวที่ชั่งในอากาศ มีหน่วยเป็น kg

M_2^* = น้ำหนักของหินอิ่มตัวที่ชั่งในน้ำ มีหน่วยเป็น kg

3.6 การวิเคราะห์ค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน

โดยการนำค่าคำนวณได้ไปเปรียบเทียบกับค่าความหนาแน่นของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทยและภาคใต้ของประทศไทย เพื่อสามารถบอกได้ว่าค่าความหนาแน่นของหินในบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนนั้นเป็นค่าของหินชนิดใดและค่าที่ได้มีความแตกต่างมากน้อยเพียงใดกับของนักวิจัยท่านอื่น ๆ

3.7 การวิเคราะห์ค่ากัมมันตรังสีของของตัวอย่างหิน

3.7.1 การเตรียมตัวอย่างหิน

1. นำหินตัวอย่างหินที่เก็บได้ ทั้ง 7 ตัวอย่าง มาทุบให้ละเอียดที่สุด มาตากไว้ในภาชนะตากตัวอย่าง ณ ที่อุณหภูมิห้องพร้อมทั้งทำการเกลี่ยตัวอย่างทุกวันจนมั่นใจว่าตัวอย่างที่ทำการเตรียมแห้งในระดับหนึ่งและนำตัวอย่างหินที่ได้ไปอบเพื่อไล่ความชื้นออก

2. นำตัวอย่างหินที่ตากไว้ ณ อุณหภูมิห้อง และผ่านการอบไล่ความชื้น แล้วนำไปร่อนด้วยตะแกรงขนาดประมาณ 2 มิลลิเมตร ที่จัดเตรียมไว้เพื่อเอาเศษหินตะกอนต่างๆ ออก และบรรจุลงในกระปุกพลาสติกที่เตรียมไว้

3. นำกระปุกพลาสติกทรงกระบอกที่เตรียมไว้ ขนาดและสูงเท่ากันกับขนาดของสารมาตรฐานที่ใช้ในการปรับเทียบข้อมูล จากนั้นไปชั่งหาน้ำหนักกระปุกเปล่า แล้วทำการบันทึกผลที่ได้ หลังจากนั้นนำตัวอย่างหินที่เก็บไว้ และเตรียมไว้ดังกล่าวข้างต้น มาบรรจุในกระปุกพลาสติกรูปทรงกระบอกให้มีความสูงประมาณ 3 เซนติเมตร สำหรับนำไปใช้ในการเปรียบเทียบในการวัดค่ากัมมันตรังสีเชิงปริมาณ

4. คำนวณหาน้ำหนักสุทธิของตัวอย่างหิน โดยนำน้ำหนักของภาชนะพลาสติกไปหักออกจากน้ำหนักของตัวอย่างหิน และกระปุกพลาสติกที่ชั่งรวมกัน แล้วบันทึกผล

5. นำเทปกาวปิดรอยต่อระหว่างฝาปิด และตัวภาชนะพลาสติกให้แน่นหนา ทั้งนี้เพื่อป้องกันไม่ให้นิวไคลด์กัมมันตรังสีที่มีอยู่ในตัวอย่างหินในสถานะแก๊สหลุดออกไปได้

6. ตั้งทิ้งไว้เป็นระยะเวลา 30 วันเพื่อให้เกิดสมดุลทางกัมมันตรังสีของ U/Th และลูกหลานอยู่ในสถานะสมดุลทางกัมมันตภาพรังสี

7. นำตัวอย่างหินทั้งหมดที่เตรียมไว้ไปตรวจวัด ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ด้วยหัววัดรังสีแบบเจอร์มาเนียมบริสุทธิ์สูง และระบบวิเคราะห์แบบแกรมมาสเปกโตรเมตรีรังสีแกมมา

3.7.2 การเตรียมสารมาตรฐาน

1. สารมาตรฐาน นำสารมาตรฐาน IAEA-RGU-2000 มีค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ^{226}Ra เท่ากับ 19050 ± 260 Bg/Kg มาใส่กระปุกพลาสติก ปิดผนึกกระปุกให้สนิทแล้วพันรอบฝาด้วยเทปกาว ตั้งทิ้งไว้ 30 วันเพื่อให้กัมมันตภาพรังสีของ U/Th และลูกหลานอยู่ในสภาวะสมดุลทางกัมมันตภาพรังสี

2. รังสีภูมิหลัง นำกระปุกพลาสติกเปล่า ปิดฝากล่องแล้วพันรอบฝาด้วยเทปกาว

3.7.3 การตรวจวัดกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ในตัวอย่างหิน ด้วยเทคนิคสเปกโตรเมตรีรังสีแกมมา

1. เข้าโปรแกรม Genie 2000
2. Click file แล้วไป click open data source

3. Click detector แล้วเลือก DET 01

4. Click MCA แล้วไป click adjust แล้วเลือก click HVPS เลือก click on

5. รอคำว่า wait ให้หายก่อน แล้ว click exit

6. Click MCA แล้วไป click acquire setup แล้วตั้งเวลาที่ต้องการวัด คิดเป็นวินาที (second) click execute และปล่อยทิ้งไว้ครึ่งชั่วโมง

7. เริ่มทำการวัดตัวอย่าง โดยวางตัวอย่างที่บรรจุอยู่ในกระปุกปิดผนึกให้อยู่กึ่งกลางของหัววัดรังสีแกมมา และ click start เพื่อเริ่มวัดรังสี โดยใช้เวลาในการวัดรังสี 10,800 วินาที

8. เมื่อครบ 10,800 วินาที ทำการบันทึกสเปกตรัมไว้ในหน่วยความจำของของคอมพิวเตอร์

9. จากนั้นปิดเครื่องโดย click MCA ไป click adjust แล้วเลือก click HVPS เลือก click off

10. รอคำว่า wait ให้หายก่อนแล้ว click exit

11. ปิดโปรแกรม Genie 2000 แล้วปิดสวิทที่ MCA

3.7.4 การวิเคราะห์สเปกตรัมรังสีแกมมาของหัววัด HPGe

สเปกตรัมรังสีแกมมาของตัวอย่างหินจะถูกวัดด้วยเครื่องสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา (Gamma-ray Spectrometer) ชนิดหัววัด HPGe (High Purity Germanium; Canberra, GC 1319 USA) ซึ่งอยู่ภายในถ้ำกำบังรังสีภูมิหลัง (Canberra, Model 747, USA) หัววัดจะเชื่อมต่อกับเครื่องวิเคราะห์แบบหลายช่อง (MCA 8192 ช่อง Canberra Model Inspecter 2000, USA) และวิเคราะห์ยอดพลังงานรังสีแกมมาด้วยโปรแกรมสำเร็จรูป (Canberra Genie software Version 2.1, USA) หัววัดรังสีแกมมามีประสิทธิภาพสัมพัทธ์ 13.9% และมีกำลังแยก 1.75 KeV ที่พลังงานรังสีแกมมาของ ^{60}Co ที่พลังงาน 1332 KeV และมีอัตราส่วนระหว่างยอดพลังงานต่อฐานคอมพ์ตันเท่ากับ 444.8:1

ในการวิเคราะห์ค่าเฉลี่ยกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ใช้วิธีการตรวจวัดพลังงานรังสีแกมมาจากนิวไคลด์กัมมันตรังสีรุ่นลูกที่อยู่ในอนุกรมเดียวกันและเกิดสมดุลกัมมันตรังสี โดยที่ค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ^{238}U สามารถคำนวณจากพื้นที่ใต้พีคของพลังงานรังสีแกมมาที่ 295.2, 351.9 KeV (^{214}Pb), 609.3 และ1120.3 KeV (^{214}Bi) ขณะที่ค่าเฉลี่ยกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{232}Th คำนาณจากพื้นที่ใต้พีคของพลังงานรังสีแกมมาที่ 338.3 และ911.6 KeV (^{228}Ac) และกัมันตภาพจำเพาะของ ^{40}K คำนวณจากพื้นที่ใต้พีคของพลังงานรังสีแกมมาที่พลังงาน 1460.8 KeV

3.8 การคำนวณค่าการผลิตความร้อนและปริมาณความร้อนของหินพื้นที่ศึกษา

ค่าการผลิตความร้อนและปริมาณความร้อนที่ได้จากหินปูนของพื้นที่ศึกษาคำนวณได้จากสมการ

$$A = (C_K \times K) + (C_U \times U) + (C_{Th} \times Th) \quad (3.2)$$

เมื่อ C_K = 0.0035 μW/kg C_U = 98.4 μW/kg และ C_{Th} = 26.6 μW/kg (Beardsmore and Cull, 2001)

$$A' = A \times \rho_{rock} \quad (3.3)$$

$$Q = A' \times V \tag{3.4}$$

โดย A = ค่าการผลิตความร้อน (heat generation) ต่อหน่วยน้ำหนัก มีหน่วยเป็น μW/kg

A' = ค่าการผลิตความร้อน (heat generation) ต่อหน่วยปริมาตร มีหน่วยเป็น $\mu W/m^3$

Q = ค่าปริมาณความร้อนที่ได้จากหินปูนในพื้นที่ศึกษา มีหน่วยเป็น μW

มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา
SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

บทที่ 4
ผลการลองและวิจารณ์ผล

จากการศึกษาค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหินมีวัตถุประสงค์เพื่อให้ทราบถึงค่าความหนาแน่น กัมมันตภาพรังสี และค่าปริมาณความร้อนของหินในพื้นที่ศึกษา มีรายละเอียดดังนี้

4.1 ค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหิน

จากลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษา ตัวอย่างหินที่นำมาวัดค่าความหนาแน่นและปริมาตรเป็นหินปูนยุคเพอร์เมียน จำนวน 7 ตำแหน่ง 19 ตัวอย่าง ในบริเวณพื้นที่ที่ศึกษานั้น มีค่าความหนาแน่นเฉลี่ยเท่ากับ 2,654±80 kg/m^3 โดยที่ค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของตัวอย่างหินแสดงไว้ ดังตารางที่ 4.1

ตารางที่ 4.1 ค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษา

ชนิดของหิน/ยุคของหิน	จำนวนตัวอย่างหิน	ค่าเฉลี่ยความหนาแน่น (kg/m^3)
หินปูน ยุคเพอร์เมียน	19	2,654 ± 80

ค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของตัวอย่างหินในงานวิจัย นี้สอดคล้องกับผลการศึกษาค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของตัวอย่างหินในพื้นที่ภาคใต้ของนักวิจัยท่านอื่นๆ (อภิชัย แก้วตาหวาน, 2551; สุกฤษฎิ์ จรจะนะ, 2552; เอกชัย สันเมือง, 2552) ดังตารางที่ 4.3

ตารางที่ 4.2 ค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหินปูนในพื้นที่ในภาคใต้

ชนิดของหิน/ยุคของหิน	ค่าความหนาแน่น (kg/m^3)		
	อ.ไชยา จ.สุราษฎร์ธานี (อภิชัย, 2551)	**อ.เขาชัยสน จ.พัทลุง** (สุกฤษฎิ์, 2552)	**จ.ระนอง** (เอกชัย, 2552)
หินปูนยุคเพอร์เมียน	2,720 ± 90	2,570 ± 70	2,720 ± 40

ตัวอย่างหินที่นำมาวัดหาค่าปริมาตร จำนวน 7 ตำแหน่ง 19 ตัวอย่าง ในบริเวณพื้นที่ศึกษามีค่าปริมาตรเฉลี่ยเท่ากับ (6.91±0.09) × 10^{-4} m^3 โดยที่ค่าปริมาตรของตัวอย่างหิน ดังตารางที่ 4.5

4.2 ผลการวิเคราะห์กัมมันตภาพรังสีของตัวอย่างหิน

ผลการวิเคราะห์ค่ากัมมันตภาพจำเพาะของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในตัวอย่างหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนจากการเก็บตัวอย่างหินจำนวน 7 จุด บริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน จังหวัดพัทลุง ซึ่งเป็นพื้นที่ศึกษา ผลการวิเคราะห์ค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K โดยใช้เทคนิคสเปกโตรเมตรีรังสีแกมมา ชนิดหัววัด HPGeได้แสดงการสรุปผลดังตารางที่ 4.1

ตารางที่ 4.3 ค่ากัมมันตภาพรังสีของ ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ของตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษา และตัวอย่างหินปูนในประเทศไทยของนักวิจัยท่านอื่น ๆ

แหล่งที่มาของหิน	ค่ากัมมันตรังสีของหิน			อ้างอิง
	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{40}K (%)	
จ.ประจวบคีรีขันธ์ และ จ.เพชรบุรี	0.2 – 0.6	2.0 – 6 .0	0.6 – 0.8	Jarin Tulyatid (1992)
ถ้ำผาไท – ลำปาง-งาว	3.9	17.3	0.7	กิตติชัย วัฒนานิกร (2527)
พระธาตุม่วงคำ - ลำปาง	1.8	17.5	0.9	
ตาก – แม่สอด	0.2	17.4	0.6	
น้ำพุร้อนสันกำแพง - เชียงใหม่	0.2	17.4	0.6	
น้ำพุร้อนเขาชัยสน - พัทลุง	2.9	5.2	0.9	พิชญ์พิไล ขุนพรรณราย และคณะ (2559)

ตารางที่ 4.4 ค่าการผลิตความร้อนจากหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนในประเทศไทย

แหล่งที่มาของหิน	ชนิดของหิน	ค่าการผลิตความร้อนของหิน (W/m^3)	อ้างอิง
เทือกเขาขุนตาล อ.แม่ทา จ.ลำพูน	หินแกรนิต	17×10^{-6}	Ramingwong et at. (1980)
แหล่งน้ำพุร้อนทั้ง 6 แห่ง จ.ระนอง	หินแกรนิต	3.21×10^{-6}	พิชญ์พิไล ขุนพรรณราย (2552)
แหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน จ.พัทลุง	หินปูน	1.12×10^{-6}	พิชญ์พิไล ขุนพรรณรายและคณะ (2559)

4.3 วิจารณ์ผลการทดลอง

เมื่อเปรียบเทียบค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหินที่เก็บจากหินบริเวณน้ำพุร้อน อำเภอเขาชัยสน จังหวัดพัทลุง ที่ได้จากการวิเคราะห์ในงานวิจัยนี้กับตารางค่าความหนาแน่นของตัวอย่างหินของนักวิจัยท่านอื่น ๆ นั้น พบว่าค่าเฉลี่ยที่ได้อยู่ในช่วงค่าความหนาแน่นใกล้เคียงกัน และค่ากัมมันตภาพรังสี ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ในตัวอย่างหินของพื้นที่ศึกษากับตัวอย่างหินของนักวิจัยท่านอื่น ๆ โดยใช้หลักการทางสถิติ (T-Test) พบว่าค่า ^{238}U และ ^{232}Th มีค่าเฉลี่ยที่แตกต่างกัน อาจเนื่องจากปริมาณองค์ประกอบของธาตุในหินที่มีค่ามากหรือน้อยต่างกัน สำหรับค่า ^{40}K มีค่าเฉลี่ยไม่แตกต่างกันกับงานวิจัยของนักวิจัยท่านอื่น ๆ

บทที่ 5
สรุปและข้อเสนอแนะ

5.1 สรุปผล

จากผลการทดลองการศึกษาสมบัติทางกายภาพของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ได้แก่ ชนิดของหิน ค่าความหนาแน่น และปริมาณกัมมันตรังสี ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ของตัวอย่างหิน พบว่า

1. จากการทดสอบชนิดของหินตามหลักการทางธรณีวิทยา พบว่าหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ทำปฏิกิริยากับกรดเกลือ หรือกรดไฮโดรคลอริกความเข้มข้น 10% เกิดเป็นเป็นฟองฟู่ แสดงว่าภายในของหินมีแคลเซียมคาร์บอเนตเป็นองค์ประกอบ หินตัวอย่างทั้งหมดเป็นหินปูน

2. ค่าความหนาแน่นเฉลี่ยของหินปูนบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนกับหินปูนที่พบในแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนองและจังหวัดสุราษฎร์ธานี พบว่ามีค่าอยู่ในช่วงใกล้เคียงกัน

3. เมื่อเปรียบเทียบค่าปริมาณกัมมันตภาพรังสีของหินบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนกับหินปูนทางภาคเหนือของประเทศไทย พบว่ามีค่าอยู่ในช่วงใกล้เคียงกัน

4. ค่าปริมาณความร้อนจากปริมาณกัมมันตรังสี ^{238}U, ^{232}Th และ ^{40}K ของหินปูนพื้นที่แหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนมีค่า 1.124×10^{-6} W/m^3 ซึ่งมีค่าน้อยกว่าปริมาณความร้อนหินปูนของนักวิจัยท่านอื่นๆ

5.2 ข้อเสนอแนะ

1. ควรมีการเก็บตัวอย่างหินหลากหลายพื้นที่เพื่อเปรียบเทียบข้อมูลที่สำรวจ
2. ควรมีการออกแบบเครื่องมือวัดความหนาแน่นในน้ำให้มีความหลากหลายไปจากเดิม
3. ควรศึกษาทำความเข้าใจและวางแผนก่อนการเก็บตัวอย่าง
4. ควรมีการวางแผนการเก็บตัวอย่างหินในช่วงเวลาที่เหมาะสม เช่น ฤดูกาล
5. ควรศึกษาหาค่าอื่น ๆ เพื่อให้เกิดประโยชน์กับชุมชน เช่น ปริมาณรังสีประสิทธิผลที่ร่างกายได้รับต่อปี
6. สามารถนำองค์ความรู้ที่ได้ไปเผยแพร่ให้กับโรงเรียนในแหล่งชุมชน เพื่อเป็นองค์ความรู้ที่จะนำไปพัฒนาท้องถิ่นในด้านอื่น ๆ ต่อไป

เอกสารอ้างอิง

กรมทรัพยากรธรณี. (2557). การเกิดแหล่งน้ำพุร้อน. กรุงเทพมหานคร : กรมทรัพยากรธรณี สืบค้นเมื่อ 23 พ.ย. 2557, จาก http://www.dmr.go.th

กรมทรัพยากรธรณี. (2558). ชนิดของหิน. กรุงเทพมหานคร : กรมทรัพยากรธรณี สืบค้นเมื่อ 27 ส.ค. 2558, จาก http://www.dmr.go.th

คลังความรู้สู่ความเป็นเลิศ. (2558). ความหนาแน่น. กรุงเทพมหานคร : สถาบันส่งเสริมการสอนวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี สืบค้นเมื่อ 1 ตุลาคม 2558 จาก http://www.scimath.org

ชลิดา ตะหวัน และม่ารียะ ธรรมจิตต์. (2553). การวัดความหนาแน่นของหินบริเวณอำเภอสทิงพระ อำเภอกระแสสินธุ์. สงขลา. มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา. สืบค้นเมื่อ 28 สิงหาคม 2558

ชาญยุทธ ฟองสุวรรณ. (2547). การศึกษาสมบัติทางธรณีฟิสิกส์ของเกาะยอจังหวัดสงขลา มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์. สืบค้นเมื่อวันที่ 19 สิงหาคม 2558

นวลฉวี รุ่งธนเกียรติ. (2547). พลังงานนิวเคลียร์เพื่อมนุษยชาติ. มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์, 215 หน้า.

นูรีฮ๊ะ เหมโคกน้อย และอลิสา การัมซอ. (2556). ลักษณะทางกายภาพเชิงฟิสิกส์ของหินปูนบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสน ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา. สงขลา. มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา.

สมชัย ชัยเสน และอลิศรา ประเสริฐยิ่ง. (2558). สงขลา. สำนักงานอุตสาหกรรมพื้นฐานและการเหมืองแร่ เขต 1 สงขลา สืบค้นเมื่อวันที่ 27 สิงหาคม 2558

สุกฤษฎิ์ จรจะนะ. (2552). ศึกษาค่าผิดปกติทางฟิสิกส์ของแหล่งน้ำพุร้อนเขาชัยสนในจังหวัดพัทลุง มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์. สืบค้นเมื่อวันที่ 21 มกราคม 2558

สุรศักดิ์ แก้วอ่อน. (2539). การศึกษาโครงสร้างธรณีวิทยาเชิงภูมิภาคในจังหวัดสงขลาและสูตล มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์. สืบค้นเมื่อวันที่ 11 สิงหาคม 2558

สุวิทย์ เพชรห้วยลึก. (2539). การศึกษาโครงสร้างธรณีวิทยาเชิงภูมิภาคในจังหวัดสงขลา พัทลุงและตรัง มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์. สืบค้นเมื่อวันที่ 11 สิงหาคม 2558

ศูนย์เครือข่ายข้อมูลอาหารครบวงจร. (2558). ปริมาตร. กรุงเทพมหานคร. ศูนย์เครือข่ายข้อมูลอาหารครบวงจร สืบค้นเมื่อ 1 ตุลาคม 2558 จาก http://www.foodnetworksolution.com

เอกชัย สันเมือง. (2552). ศึกษาค่าสนามโน้มถ่วงบริเวณแหล่งน้ำพุร้อนจังหวัดระนอง มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์. สืบค้นเมื่อวันที่ 18 สิงหาคม 2558

อิภิชัย แก้วตาหวาน. (2551). การศึกษาธรณีฟิสิกส์ของแหล่งความร้อนใต้พิภพในจังหวัดสุราษฎร์ธานี มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์. สืบค้นเมื่อวันที่ 18 สิงหาคม 2558

A.I. Abd, El-mageed., A.H., El-Kamel., A., Abbady., S., Harb., A.M.M., Youssef., and I.I., Saleh., 2011. Assessment of natural and anthropogenic radioactivity levels in rocks and soils in the environments of Juban town in Yemen, Radiation Physics and Chemistry 80, 710-715.

I.A., Alnour., H., Wagiran,. N., Ibrahim., Z., Laili., M., Omar., S., Hamzah., and Bello.Y., Idi., 2012. Natural radioactivity measurements in the granite rock of quarry sites, Johor, Malaysia, Radiation Physics and Chemistry 81, 1842-1847.

Kearey & Brooks. (1991). ตารางค่าพิสัยของความหนาแน่น. สืบค้นเมื่อ 19 พฤศจิกายน 2557

M.A.M.,m Uosif., Shams A.M., Issa., and L.M. Abd., El-Salam., 2015. Measurement of natural radioactivity in granites and its quartz-bearing gold at El-Fawakhir area (Gentral Eastern Desert), Egypt, Journal of Radiation Research and Applied Sciences, 393-398.

Qing., He., 2011. Radioactivity Abundance in Simulation, Princeton University.

Shaban., Harb., Abd. El-Bast., Abbady., Abd. El-Hadi., El-Kamel., Imran. Issa., Saleh., and Abdallah. Ibrahim. Abd., El-Mageed., 2012. Natural radioactivity and their radiological effects for different types of rocks from Egypt, Radiation Physics and Chemistry 81, 221-225.

มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา
SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY

ประวัติผู้วิจัย

ชื่อ	นางสาวพิชญ์พิไล ขุนพรรณราย
วัน/เดือน/ปีเกิด	30 ธันวาคม 2524
ที่อยู่	181/3 หมู่ที่ 5 ถ.สงขลา-นาทวี ต.เขารูปช้าง อ.เมือง จ.สงขลา
E-mail Address	pitchpilai@gmail.com, pitchpilai.kh@skru.ac.th
ประวัติการศึกษา	สำเร็จการศึกษาชั้นมัธยมศึกษาปีที่ 1 - 6 โรงเรียนวรนารีเฉลิม จังหวัดสงขลา พ.ศ. 2543 สำเร็จการศึกษาปริญญาตรี วุฒิการศึกษาครุศาสตรบัณฑิต สาขาฟิสิกส์ สถาบันราชภัฏสงขลา พ.ศ. 2547 สำเร็จการศึกษาปริญญาโท มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ วุฒิการศึกษาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาฟิสิกส์ พ.ศ. 2552

SONGKHLA RAJABHAT UNIVERSITY