

การศึกษาลักษณะเฉพาะของการไหลในแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง ด้วยเทคโนโลยีความเร็วคลื่นเสียงดอปเปลอร์

ชัยยุทธ ชินณะราศรี^{1*} กิตติธัช โพธิ์วิจิตร²

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี บางมด ทุ่งครุ กรุงเทพฯ 10140

และ สมเกียรติ อภินิพนวิศรี³

สำนักวิจัยและพัฒนา กรมชลประทาน อ.ปากเกร็ด จ.นนทบุรี 11120

บทคัดย่อ

บทความนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาลักษณะเฉพาะของการไหลในแม่น้ำบริเวณแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่างใกล้กับปากแม่น้ำที่ได้รับผลกระทบจากการขึ้น-ลงของระดับน้ำทะเล การศึกษาทำโดยการสำรวจข้อมูลชลศาสตร์ โดยใช้เครื่องมือ Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) ในการวัดความเร็วของกระแสและอัตราการไหลที่ได้รับอิทธิพลจากการขึ้นและลงของน้ำทะเลวันละสองครั้ง โดยพบว่าเมื่อน้ำทะเลลดระดับลงจากระดับสูงสุดสู่ระดับต่ำสุดจริงอย่างต่อเนื่อง การพัฒนารูปแบบการกระจายตัวของความเร็วกระแสในแนวตั้งจะเป็นไปอย่างเข้มข้น และแม้ว่าระดับน้ำจะเริ่มปรับระดับให้สูงขึ้นจากระดับต่ำสุดจริงก็ตาม แต่เนื่องจากระดับน้ำทะเลยังคงอยู่ในระดับที่ต่ำ ดังนั้นมวลน้ำจึงยังคงไหลสู่ทะเลด้วยรูปแบบการกระจายตัวของความเร็วกระแสในแนวตั้งอย่างเข้มข้นเช่นกัน อัตราการไหลสูงสุดและต่ำสุดในแม่น้ำจึงไม่ได้เกิดขึ้น ณ เวลาที่ระดับน้ำในแม่น้ำมีระดับสูงสุดหรือต่ำสุด ตามลำดับ ซึ่งอัตราการไหลสูงสูททะเลสูงสุดจะเกิดในช่วงเวลาที่ระดับน้ำทะเลลดลงอย่างรวดเร็วเข้าใกล้เกือบจะถึงระดับต่ำสุด เนื่องจากระดับผิวน้ำตามแนวการไหลระหว่างต้นน้ำกับท้ายน้ำมีความแตกต่างกันมากที่สุด และต่อมาเมื่อระดับน้ำทะเลลดลงจนถึงระดับต่ำสุดแล้ว อัตราการไหลของมวลน้ำลงสู่ทะเล จะมีปริมาณที่น้อยกว่าค่าอัตราการไหลสูงสุด ประมาณร้อยละ 4 ถึง 8 ในทำนองเดียวกันมวลน้ำทะเลที่ไหลเข้าสู่แม่น้ำในอัตราสูงที่สุด (อัตราการไหลเป็นลบมากที่สุด) เมื่อระดับน้ำทะเลขึ้นเกือบถึงระดับสูงสุด เพราะเป็นช่วงเวลาที่ความลาดชันของโค้งผิวน้ำระหว่างด้านท้ายน้ำและด้านต้นน้ำมากที่สุด

คำสำคัญ : ชลศาสตร์บริเวณปากแม่น้ำ / น้ำขึ้น - น้ำลง / แม่น้ำเจ้าพระยา / การวัดการไหล

* Corresponding Author : chaiyuth.chi@kmutt.ac.th

¹ ศาสตราจารย์ ภาควิชาวิศวกรรมโยธา

² นักวิจัย ศูนย์วิจัยวิศวกรรมและการจัดการน้ำ (วาริ)

³ วิศวกรโยธา ชำนาญการพิเศษ

A Study of Flow Characteristics in the Lower Chao Phraya River using Acoustic Doppler Velocity Technology

Chaiyuth Chinnarasri^{1*} Kittitouch Phothiwijit²

King Mongkut's University of Technology Thonburi, Pracha-UtisThung Khru, Bangkok 10140

and Somkiat Apipattanavis³

Office of Research and Development, Royal Irrigation Department, Pakkred, Nonthaburi 11120

Abstract

This research aimed to study the characteristics of flow in the lower Chao Phraya River near the river mouth, which is affected by tides. The study was done by field measurement of hydraulic data using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) to measure current velocity and flow rate, which are influenced twice a day by the rise and fall of the sea level. It was found that when the sea level continuously recedes from the highest to the minimum levels, the development of the vertical velocity profile is strong. Although water level is starting to adjust from the lowest level to a slightly higher level, due to its still quite low level, the water is still flowing to the sea with a strong velocity profile shape. The maximum and minimum flow rates in the river therefore do not happen at the time when the water level reaches its highest or lowest, respectively. The maximum flow rate to the sea occurs at a time when the sea level falls sharply and reaches almost the lowest level since the upstream and downstream water levels differ greatly. When the sea level falls to its lowest level, the mass flow rate of the water is between 4-8% less than the maximum flow rate. Likewise, the mass of seawater that flows into the river reaches its maximum (flow rate is the most negative) when the sea level is almost at its highest level since the downstream and upstream water surface slopes are at the highest.

Keywords : Estuarine hydraulics / Tides / Chao Phraya River / Flow measurement

* Corresponding Author : chaiyuth.chi@kmutt.ac.th

¹ Professor, Department of Civil Engineering.

² Researcher, Water Resources Engineering and Management Research Center (WAREE).

³ Civil Engineer, Senior Professional Level.

1. บทนำ

อิทธิพลจากการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลตามธรรมชาติทำให้เกิดปรากฏการณ์การรุกคืบของน้ำทะเลเข้าสู่แม่น้ำตอนล่าง สมบัติของน้ำบริเวณปากแม่น้ำจึงต่างจากบริเวณต้นน้ำ คือการไหลของน้ำเค็มใกล้ๆ ท้องน้ำ เนื่องจากน้ำเค็มมีความหนาแน่นสูงกว่าน้ำจืด และเหนือขึ้นไปจะเป็นการไหลของน้ำจืดที่ไหลลงมาจากต้นน้ำ เรียกลักษณะการไหลของน้ำเช่นนี้ว่า ความไม่เสถียรของการไหลของน้ำแบบ Baroclinic (ความหนาแน่นน้ำเปลี่ยนแปลงตามความลึก) ส่งผลให้ปริมาณและทิศทางของกระแสเปลี่ยนแปลงไปเมื่อเปรียบเทียบกับกรการไหลในแม่น้ำปกติ ประสิทธิภาพในการไหลของน้ำจืดลงสู่ทะเลจะพดพันกับระดับน้ำทะเล ทำให้การไหลของกระแสในแม่น้ำตอนล่างที่อยู่ติดกับทะเลมีลักษณะพิเศษ และทำให้ประสิทธิภาพในการไหลของน้ำลงสู่ทะเลลดลง [1]

น้ำขึ้น-น้ำลงมีผลกระทบไม่เฉพาะกับการไหลที่บริเวณปากแม่น้ำด้านในอ่าวเท่านั้น แต่จากการพัดพาน้ำทะเลด้านนอกอ่าวเข้ามา ทำให้การรวมตัวของตะกอนจากกระแสน้ำขึ้น-น้ำลงวางตัวเป็นชั้นๆ ด้านในอ่าว โดยน้ำขึ้น-น้ำลงทำให้เกิดแรงเสียดทานระหว่างมวลน้ำกับท้องน้ำ และมีลักษณะการสร้างสมดุลความเค็มของมวลน้ำ ซึ่งจะขัดขวางการพัดพาตะกอน [2] บริเวณปากแม่น้ำเป็นบริเวณที่มีการมาเชื่อมต่อระหว่างแม่น้ำกับชายฝั่งมีความแตกต่างของความเข้มข้นของความเค็ม การไหลเข้ามาของน้ำทะเลเข้าสู่บริเวณปากแม่น้ำ ช่วงเวลาที่น้ำทะเลไหลเข้าสู่แม่น้ำในชั้นที่ใกล้ๆ ท้องน้ำ ในขณะที่ช่วงเวลาที่น้ำลงชั้นน้ำที่ใกล้ๆ กับผิวน้ำกระแสน้ำจะไหลจากต้นน้ำและนำพาตะกอนลงสู่ปากอ่าว ขณะที่ช่วงกลางลำน้ำจะเกิดการไหลวนและความเข้มข้นของความเค็มจะลดลงเมื่อระยะทางจากปากแม่น้ำเพิ่มมากขึ้น การแพร่กระจายของน้ำขึ้น-น้ำลงก่อให้เกิดการบุกรุกของน้ำเค็มส่งผลกระทบต่อให้เกิดการผันแปรการไหลที่ปากแม่น้ำ เป็นผลให้เกิดสิ่งปนเปื้อนและเสี่ยงต่อระบบสิ่งแวดล้อมในบริเวณนั้น [3]

ในการตรวจวัดปริมาณการไหลแบบดั้งเดิม ส่วนใหญ่จะใช้เครื่องวัดความเร็วกระแส (Current meter) ทั้งแบบใบพัดหรือแบบคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า โดยทำการวัดความเร็วกระแสที่ละตำแหน่ง แล้วนำมาหา

ความเร็วเฉลี่ยของแต่ละหน้าตัดการไหล จากนั้นจึงจะหาอัตราการไหลรวมได้จาก ผลรวมทั้งหมดของผลการคูณของความเร็วเฉลี่ย ของหน้าตัดย่อยกับพื้นที่หน้าตัดย่อย อย่างไรก็ตามหากลำน้ำมีขนาดใหญ่มาก การตรวจวัดความเร็วกระแสในระดับความลึกหลายๆ จะยุ่งยาก เนื่องจากต้องใช้เรือลอยเหนือตำแหน่งตรวจวัด แล้วจึงหย่อนเครื่องมือพร้อมตุ้มน้ำหนักวงให้เครื่องมืออยู่ในระดับความลึกที่ต้องการ ซึ่งการเก็บวัดในแต่ละตำแหน่งต้องใช้เวลาหลายชั่วโมงในการเก็บวัดแต่ละค่า [4]

ในการตรวจวัดปริมาณน้ำในแม่น้ำซึ่งได้รับอิทธิพลจากการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล ทำให้ปริมาณการไหลมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา (Unsteady flow) จึงจำเป็นต้องตรวจวัดปริมาณน้ำให้เสร็จสิ้นในระยะเวลาอันสั้น ในขณะที่การวัดการไหลด้วยเครื่องมือแบบใบพัด จะใช้เวลาในแต่ละการตรวจวัดเป็นชั่วโมง ทำให้ผลการตรวจวัดที่ได้มามีความน่าเชื่อถือน้อยลง เนื่องจากในช่วงเวลาดังกล่าวปริมาณน้ำเปลี่ยนแปลงไปมากแล้ว ในปัจจุบัน เทคโนโลยีคลื่นเสียงดอปเปลอร์ (Acoustic Doppler) ได้รับความนิยมในการตรวจวัดปริมาณน้ำในลำน้ำเปิด และเข้ามาแทนที่เทคโนโลยีการตรวจวัดแบบเดิมซึ่งใช้กลไกแบบใบพัด โดยได้มีการนำเครื่องมือ Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) ซึ่งเป็นชื่อเรียกรวมของเครื่องมือวัดกระแสแบบคลื่นเสียงดอปเปลอร์ทุกประเภท มาใช้ในการศึกษา วิจัยหลากหลายตัวอย่างเช่น การศึกษาตะกอนแขวนลอยในลำน้ำ [5, 6] การศึกษาคุณลักษณะของการไหลแบบปั่นป่วนในลำน้ำ [7] การศึกษาอัตราการเคลื่อนตัวของตะกอนท้องน้ำ [8] การศึกษาการรั่วซึมของน้ำในคลองดิน [9] การสร้างความสัมพันธ์อย่างง่ายเพื่อทำนายอัตราการไหลบริเวณปากแม่น้ำที่ได้รับ อิทธิพลของน้ำขึ้น-น้ำลง [10, 11] เป็นต้น

การศึกษาในครั้งนี้ เป็นการศึกษาลักษณะทางชลศาสตร์ การไหลในแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง โดยได้คัดเลือกพื้นที่ศึกษาที่บริเวณด้านหน้าของโรงไฟฟ้าพระนครใต้ ตำบลบางปรอง อำเภอเมือง จังหวัดสมุทรปราการ ซึ่งได้รับอิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล การศึกษาทำโดยอาศัยเทคโนโลยีการตรวจวัดอัตราการไหลแบบคลื่นเสียงดอปเปลอร์ แล้วนำข้อมูลที่เก็บวัดได้มาสร้าง

ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรหลักที่เกี่ยวข้อง เพื่อใช้เป็นฐานข้อมูลทางชลศาสตร์ เพื่อการบริหารจัดการน้ำ [12] เช่น การวางแผนระบายมวลน้ำลงสู่ทะเลในฤดูน้ำหลาก และการบรรเทาปัญหา การรุกของน้ำเค็ม เข้าสู่แม่น้ำ เป็นต้น

2. อุปกรณ์และเครื่องมือวัดกระแส

การตรวจวัดปริมาณน้ำด้วยเครื่องวัดโปรไฟล์ความเร็วกระแสแบบดอปเปลอร์ (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) ใช้หลักการของปรากฏการณ์ดอปเปลอร์ โดยคลื่นเสียงอุลตราโซนิกที่ปล่อยออกไป เมื่อสะท้อนอนุภาคในน้ำกลับมายังเครื่องวัด ความถี่ของคลื่นเสียงจะเปลี่ยนแปลงไป ซึ่งความเปลี่ยนแปลงของความถี่จะผันแปรโดยตรงกับความเร็วกระแส

เครื่องมือ ADCP สามารถใช้งานได้ในทางน้ำเปิด โดยการตรวจวัดมี 2 ลักษณะคือลากเครื่องวัดตลำนน้ำที่ไม่กว้างมาก และกรณีติดเครื่องวัดกับเรือเคลื่อนที่ตลำนน้ำ

ที่กว้างมาก เมื่อเรือเคลื่อนที่ตลำนน้ำจากตลิ่งฝั่งหนึ่งไปยังอีกฝั่งหนึ่ง คลื่นเสียงจะตรวจวัดความเร็วกระแสหน้าของแต่ละจุดตลอดความลึกในแนวตั้ง ซึ่งเมื่อคูณกับพื้นที่หน้าตัดขวางการไหล ก็จะได้อัตราการไหลทั้งหมดที่ผ่านหน้าตัดนั้น

ในการเก็บข้อมูลความเร็วกระแสและการวิเคราะห์ข้อมูลอัตราการไหลของแม่น้ำเจ้าพระยา บริเวณด้านหน้าของโรงไฟฟ้าพระนครใต้ ตำบลบางโปรง อำเภอเมืองสมุทรปราการ จังหวัดสมุทรปราการได้ใช้เครื่องวัดอัตราการไหลและความเร็วในแม่น้ำ RiverSurveyor® M9 จำนวน 1 ชุด พร้อมเรือขนาด 2 เครื่องยนต์ โดยรูปภาพของเครื่องมือแสดงดังรูปที่ 1 วิ่งไป-กลับตลอดหน้าตัดด้านต้นน้ำและท้ายน้ำของพื้นที่ศึกษา ซึ่งหลักการทำงานของเครื่องมือชิ้นนี้ จะเป็นการปล่อยคลื่นเสียงไปสะท้อนสสารที่กระจายไปกับการไหลของน้ำและส่งข้อมูลกลับมาวิเคราะห์ความเร็วของกระแสด้วย Software ของเครื่องมือ

	
<p>ก) เครื่องมือที่พร้อมใช้งานของอุปกรณ์ RiverSurveyor® M9</p>	<p>ข) อุปกรณ์ Transducer M9</p>

รูปที่ 1 เครื่องวัดโปรไฟล์ความเร็วกระแสแบบดอปเปลอร์ [13]

หลักการวัดความเร็วกระแสด้วยเครื่องวัดแบบดอปเปลอร์ สามารถอธิบายโดยย่อได้ดังต่อไปนี้

ดังนี้

$$V = \frac{C(F_B - F_S)}{2F_S} \tag{1}$$

2.1 หัวส่งสัญญาณคลื่นความถี่

เครื่องวัดโปรไฟล์ความเร็วกระแสแบบดอปเปลอร์ (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) ตรวจวัดความเร็วกระแส โดยปล่อยคลื่นเสียงความถี่หนึ่งออกไปกระทบกับอนุภาคที่ไหลมา กับกระแสแล้วสะท้อนกลับมา ดังนั้นความเร็วกระแส คำนวณได้

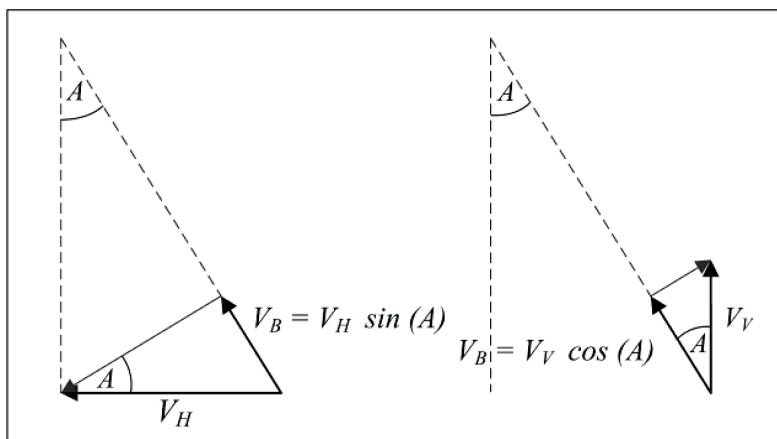
เมื่อ V คือความเร็วกระแสในทิศทางขนานกับทิศทางคลื่นเสียง, C คือความเร็วของเสียงในน้ำ, F_S คือความถี่ของคลื่นเสียงที่ส่งออกไป และ F_B คือความถี่ของคลื่นเสียงที่สะท้อนกลับ

ทั้งนี้ การวัดความเร็วกระแสของหลักดอปเปลอร์

อาศัยสมมุติฐานว่า อนุภาคที่ไหลมากับน้ำมีจำนวนมาก เพียงพอที่จะสะท้อนคลื่นเสียงกลับมา เพื่อให้สามารถคำนวณความแตกต่างของความถี่ ที่เรียกว่า Doppler shift และหากวัตถุที่ลอยมากับน้ำมีขนาดใหญ่เมื่อเทียบกับตะกอนแขวนลอย ทั้งอาจมีความเร็วที่แตกต่างจากความเร็วกวาระแสน้ำ เช่น เศษไม้ หรือ ปลา เป็นต้น

ส่งผลให้ Doppler shift ผิดพลาดได้ อย่างไรก็ตามเครื่อง ADCP ส่วนใหญ่จะมีการตรวจจับและกรองข้อมูลเหล่านี้ ออกไป

เนื่องจากดอปเปลอร์ตรวจวัดได้ในทิศทางเดียวกับการเคลื่อนที่ของอนุภาค ซึ่งขนานกับทิศทางคลื่นเสียงเท่านั้น ดังแสดงในรูปที่ 2



รูปที่ 2 เวกเตอร์ความเร็ว จากความเร็วที่วัดได้ในแนวขนานกับคลื่นเสียง [14]

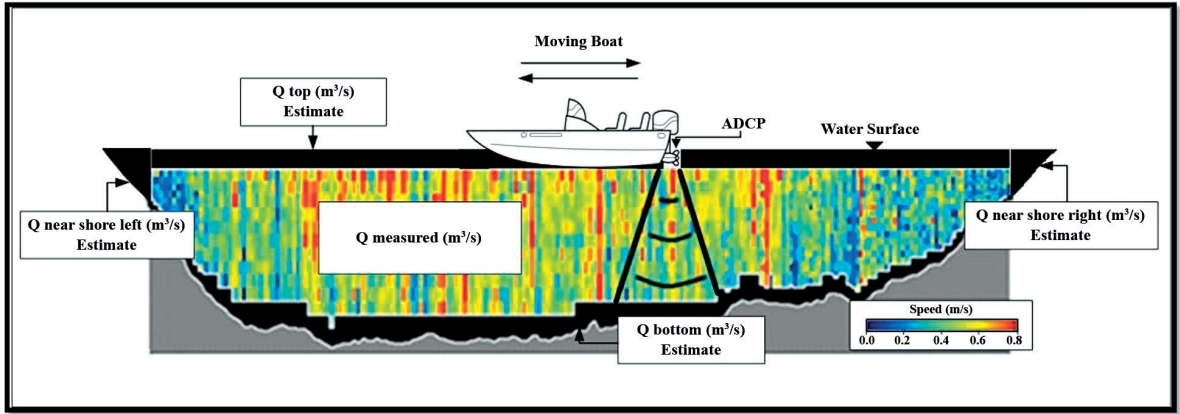
อย่างไรก็ตาม งานด้านวิศวกรรมส่วนใหญ่แล้ว ต้องการองค์ประกอบความเร็วกระแสน้ำทั้งสามทิศทาง จึงจำเป็นต้องใช้ส่งคลื่นเสียงออกไปอย่างน้อย 3 ทิศทาง เพื่อให้ได้เวกเตอร์ความเร็ว 3 เวกเตอร์ และสามารถปรับเวกเตอร์ความเร็วให้อยู่ในระบบพิกัดฉากได้ [14]

2.2 การวัดโปรไฟล์ความเร็วกระแสน้ำและการคำนวณปริมาณน้ำ

หลักการคำนวณอัตราการไหลของหน้าตัดแม่น้ำ เมื่อเรือวิ่งในแนวตั้งฉากกับแม่น้ำ เครื่อง ADCP ตรวจวัดโปรไฟล์ความเร็วกระแสน้ำได้โดยอาศัยปล่อยคลื่นเป็นช่วงๆ และรับคลื่นเป็นช่วงเวลาขณะที่คลื่นเดินทางลงไป ในน้ำ โดยคลื่นเสียงที่ส่งจะเดินทางด้วยความเร็วเสียงใน

น้ำ และสะท้อนกลับมายังเครื่องรับ โดยคลื่นที่สะท้อนจากอนุภาคที่อยู่ลึกจะใช้เวลาเดินทางมากกว่า คลื่นเสียงที่สะท้อนจากอนุภาคที่อยู่ตื้น และเวลาที่คลื่นเดินทางนี้เองสามารถนำมาคำนวณหาความลึกได้

อย่างไรก็ตาม เครื่อง ADCP ไม่สามารถตรวจวัดกระแสน้ำได้ตลอดความลึกลำน้ำ แสดงในรูปที่ 3 โดยบริเวณที่ใกล้กับผิวน้ำ เครื่องจะไม่สามารถตรวจวัดได้ เนื่องจากหัวส่งคลื่น (Transducer) จมอยู่ในน้ำ นอกจากนั้น เครื่องจะไม่สามารถตรวจวัดความเร็วที่บริเวณก้นท้องน้ำได้ เนื่องจากคลื่นสะท้อนจากท้องน้ำรบกวนคลื่นเสียงที่ส่งลงมา (Side-lobe interference) และเมื่อ ADCP ใกล้ตลิ่งมาก ความลึกของน้ำจะน้อยมากจนไม่สามารถตรวจวัดได้



รูปที่ 3 การวัดอัตราการไหลในแม่น้ำ เมื่อเครื่องมือเคลื่อนที่ในทิศทางขวางกับหน้าตัดแม่น้ำ [13]

เมื่อเรือและเครื่องมือ ADCP กำหนดจุดของหน้าตัดที่ได้ทำการพิจารณาคัดเลือกแล้ว จากนั้นป้อนระยะห่างของขอบตลิ่ง เพื่อใช้ในการคำนวณหา $Q_{Nearshore}$ ทั้งซ้ายและขวาของแม่น้ำ เมื่อเรือวิ่งไปในแนวหน้าตัด เครื่องมือ ADCP จะแสดงผลขณะเคลื่อนที่แบบ Real time พร้อมทั้งประมาณค่า Q_{Top} และ Q_{Bottom} พร้อมกันไปด้วย เมื่อถึงจุดสิ้นสุดของขอบตลิ่ง โปรแกรมจะทำการคำนวณ Q_{Total} ดังนั้น ปริมาณน้ำที่คำนวณได้จาก ADCP จะประกอบด้วย ส่วนที่ตรวจวัดได้ และส่วนที่ตรวจวัดไม่ได้ คือ พื้นที่ใกล้ฝิวน้ำ พื้นที่ใกล้ตลิ่ง และพื้นที่ใกล้ท้องน้ำ ดังสมการที่ (2)

$$Q = Q_{LeftEdge} + Q_{Top} + Q_{Measured} + Q_{Bottom} + Q_{RightEdge} \quad (2)$$

เมื่อ Q คือปริมาณน้ำทั้งหมด, $Q_{LeftEdge}$ คือปริมาณน้ำที่คำนวณจากพื้นที่ตรวจวัดไม่ได้ริมตลิ่งซ้าย, Q_{Top} คือปริมาณน้ำที่คำนวณจากพื้นที่ตรวจวัดไม่ได้บริเวณฝิวน้ำ, $Q_{Measured}$ คือปริมาณน้ำที่ตรวจวัดได้โดยตรงจากเครื่อง

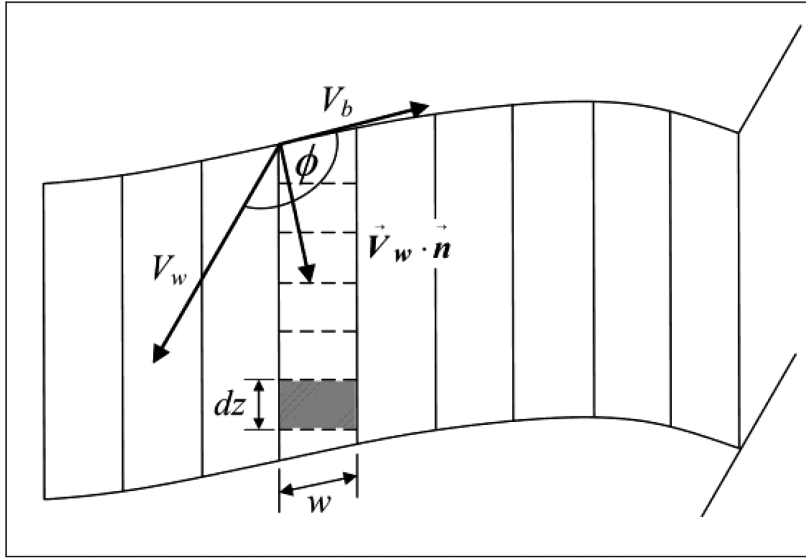
ADCP, Q_{Bottom} คือปริมาณน้ำที่คำนวณจากพื้นที่ตรวจวัดไม่ได้บริเวณท้องน้ำ และ $Q_{RightEdge}$ คือปริมาณน้ำที่คำนวณจากพื้นที่ตรวจวัดไม่ได้ริมตลิ่งขวา

2.3 ปริมาณน้ำที่ตรวจวัดได้

อัตราการไหลของน้ำ หาได้จากการคูณพื้นที่หน้าตัดการไหลกับความเร็วกะแสน้ำเฉลี่ย ซึ่งตั้งฉากกับพื้นที่หน้าตัดการไหล โดยอาศัยหลักการนี้ เมื่อแผนภาพเวกเตอร์ความเร็วกระแสน้ำสำหรับความลึกหนึ่งของหน่วยเซลล์และความเร็วเรือ แสดงดังรูปที่ 4 โดยพื้นที่หน้าตัดการไหลคำนวณได้จาก ขนาดของเซลล์หนึ่งเซลล์ในแนวตั้ง (dz) และความกว้างของเซลล์ (W) ซึ่งคำนวณได้จากความเร็วของเรือและเวลา ดังนั้นพื้นที่หน้าตัดของเซลล์หนึ่งเซลล์ คือ [14]

$$A = Wdz = |\vec{V}_b| dt dz \quad (3)$$

โดยที่ $|\vec{V}_b|$ คือขนาดความเร็วของเรือ และ dt คือระยะเวลาที่ใช้ในแต่ละการเก็บข้อมูลแต่ละชุด



รูปที่ 4 ความเร็วกระแสในหนึ่งเซลล์ [14]

อัตราการไหลของน้ำในแต่ละหน้าตัดย่อย คำนวณได้จาก

$$Q_{bin} = (|\vec{V}_w \cdot \vec{n}|) |\vec{V}_b| dt dz \quad (4)$$

ปริมาณน้ำส่วนที่ตรวจวัดได้ในแต่ละครั้งจึงได้จากผลรวมของข้อมูลอัตราการไหลย่อย โดยเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$Q_{Measured} = \sum_{j=1}^{Ensembles} \sum_{i=1}^{Bins} Q_{bin} \quad (5)$$

2.4 ปริมาณน้ำที่ตรวจวัดไม่ได้

ในบางพื้นที่ที่เครื่องมือ ADCP ไม่สามารถตรวจวัดได้โดยตรง จึงจำเป็นต้องทำการประมาณการ ได้แก่ บริเวณผิวน้ำ บริเวณท้องน้ำ และบริเวณริมตลิ่งทั้งสองข้างโดยมีวิธีการประมาณดังต่อไปนี้

ปริมาณน้ำบริเวณผิวน้ำ ตรวจวัดไม่ได้เนื่องจากหัวส่งคลื่นต้องติดตั้งอยู่ใต้น้ำ ดังนั้น พื้นที่ตรวจวัดไม่ได้ขึ้นอยู่กับระยะหัวส่งคลื่นที่อยู่ใต้ผิวน้ำ

$$Q_{Top} = \sum_{j=1}^{Ensembles} \chi (Z_{ws}^{b+1} - Z_{tb}^{b+1}) dt \quad (6)$$

เมื่อ χ คือความเร็วของกระแสน้ำผ่านหน้าตัดย่อย, Z_{ws} คือระยะจากท้องน้ำถึงผิวน้ำ และ Z_{tb} คือระยะจากท้องน้ำถึงเซลล์บนสุดที่ตรวจวัดได้

เนื่องจากวิธี One-sixth power law [15] ให้ผลค่าความเร็วกระแสน้ำที่เหมาะสมกับสภาพการไหลต่างๆ ได้ดี [16] ดังนั้น ความเร็วของกระแสน้ำผ่านหน้าตัดย่อยจึงมีความสัมพันธ์กับความสูงจากท้องน้ำ ดังนี้

$$X = az^b \quad (7)$$

เมื่อ a คือสัมประสิทธิ์ที่ได้จาก Least squares fit ของค่าตรวจวัดได้, z คือระยะจากท้องน้ำถึงตำแหน่งที่จะประมาณค่าความเร็วของกระแสน้ำ และ b คือค่ายกกำลัง ซึ่งโดยทั่วไปนิยมใช้ 1/6 ดังนั้น ปริมาณน้ำบริเวณที่ผิวน้ำ คำนวณได้จาก

$$Q_{Top} = \sum_{j=1}^{Ensembles} \frac{a}{b+1} (Z_{ws}^{b+1} - Z_{tb}^{b+1}) dt \quad (8)$$

จากการที่เครื่องมือ ADCP ไม่สามารถตรวจวัดความเร็วน้ำบริเวณใกล้ท้องน้ำ เนื่องจาก การเกิดปรากฏการณ์แทรกสอดของลำคลื่นส่วนน้อยที่พุ่งออกไปทางด้านข้างของเครื่องมือ (Side-lobe interference)

อย่างไรก็ตาม จากหลักการทางกลศาสตร์ของไหล ที่ว่า ความเร็วการไหลที่ติดชิดกับท้องน้ำต้องเป็นศูนย์เสมอ และลักษณะการกระจายตัวแบบ Logarithm เหมาะสมในการนำมาใช้ ในการอธิบายโปรไฟล์ความเร็วแนวตั้งบริเวณที่ใกล้ชิดกับชั้นผิวขอบเขต (Boundary layer) [17] ดังนั้นโดยทั่วไปแล้ว ความสัมพันธ์ชนิด Power law จึงถูกนำมาใช้ในการคำนวณหาอัตราการไหลบริเวณท้องน้ำ [14] ดังนี้

$$Q_{Bottom} = \sum_{j=1}^{Ensembles} \frac{a}{b+1} Z_{bb}^{b+1} dt \quad (9)$$

เมื่อ Z_{bb} คือระยะจากท้องน้ำถึงตำแหน่งเซลล์ล่างสุด เนื่องจากบริเวณพื้นที่ริมตลิ่ง ระดับน้ำค่อนข้างตื้น ปริมาณน้ำส่วนนี้จึงไม่สามารถตรวจวัดได้

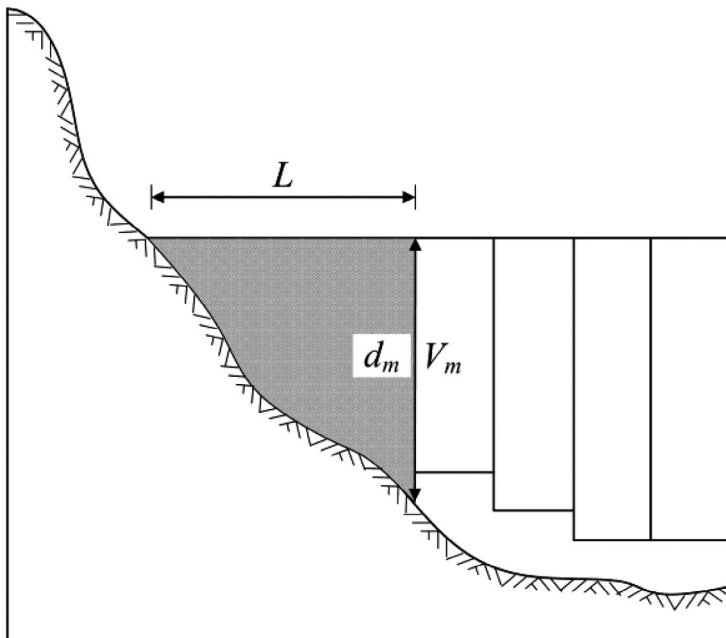
วิธี Ratio interpolation จึงถูกนำมาใช้ประมาณค่าความเร็วกระแสในบริเวณริมตลิ่ง โดยอาศัยค่าความเร็วค่าแรกหรือค่าสุดท้ายที่ตรวจวัดได้ ดังนี้

$$\frac{V_x}{\sqrt{d_x}} = \frac{V_m}{\sqrt{d_m}} \quad (10)$$

เมื่อ x คือตำแหน่งกึ่งกลางระหว่างริมตลิ่งกับตำแหน่งแรกหรือสุดท้ายที่ตรวจวัดได้ หรือ $L/2$, V_x คือ ความเร็วเฉลี่ยที่ประมาณได้ที่ตำแหน่ง x , V_m คือความเร็วที่ตรวจวัดได้ที่ตำแหน่งแรกหรือตำแหน่งสุดท้าย d_x คือความลึกที่ตำแหน่ง x และ d_m คือความลึกที่ตำแหน่งแรกหรือสุดท้ายที่ตรวจวัดได้ แสดงดังรูปที่ 5 เมื่อสมมติให้พื้นที่ภาคตัดขวางการไหล บริเวณริมตลิ่งเป็นรูปสามเหลี่ยม [18] อัตราการไหลของน้ำบริเวณริมตลิ่ง สามารถคำนวณได้ดังนี้

$$Q_{Edge} = A_{Edge} V_{L/2} = 0.5Ld_m^* V_m \frac{\sqrt{0.5d_m}}{\sqrt{d_m}} = 0.3535Ld_m V_m \quad (11)$$

เมื่อ Q_{Edge} คือปริมาณน้ำที่คำนวณได้บริเวณใกล้ตลิ่ง, A_{Edge} คือพื้นที่ริมตลิ่งที่ตรวจวัดไม่ได้, $V_{L/2}$ คือความเร็วกระแสน้ำกึ่งกลางระหว่างตลิ่งและแนวแรกหรือสุดท้ายที่ตรวจวัดได้ และ L คือระยะทางจากตลิ่งถึงแนวแรกหรือสุดท้ายที่ตรวจวัดได้

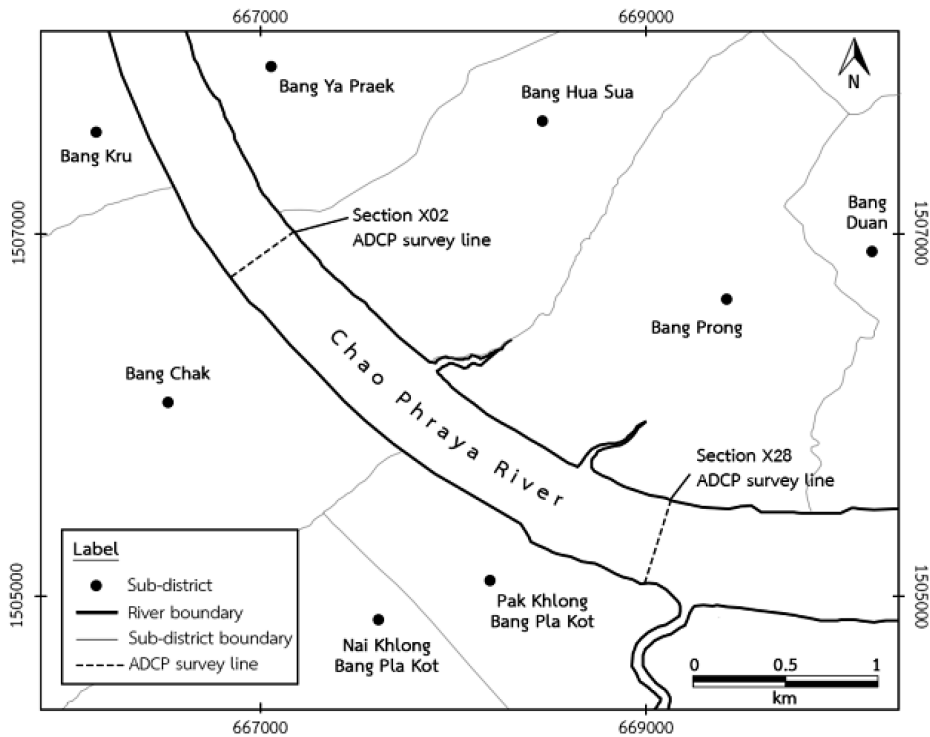


รูปที่ 5 บริเวณริมตลิ่งที่ตรวจวัดไม่ได้เนื่องจากน้ำตื้น [14]

3. การเก็บข้อมูลการไหลในแม่น้ำ

พื้นที่ศึกษาอยู่ที่บริเวณปากแม่น้ำเจ้าพระยา ทำการเก็บข้อมูลระดับน้ำที่สถานีป้อมพระจุลจอมเกล้า และที่บริเวณโรงไฟฟ้าพระนครใต้ซึ่งใช้เป็นสถานีภาคสนาม ในการเก็บวัดข้อมูลกระแสน้ำ ได้ทำการคัดเลือกหน้าตัดลำน้ำของแม่น้ำเจ้าพระยาจำนวน 2 หน้าตัด ซึ่งเป็นช่วงที่แม่น้ำเจ้าพระยาดอนล่างค่อนข้างจะตรงคือคดเคี้ยวน้อยมาก และไม่มีคลองขนาดใหญ่ที่รับหรือปล่อยน้ำเข้าสู่พื้นที่ศึกษา

แสดงดังรูปที่ 6 ได้แก่ หน้าตัด X-2 ซึ่งอยู่ห่างจากปากแม่น้ำเข้ามาเป็นระยะทาง 14+150 กิโลเมตร อยู่ที่บริเวณวัดบางหัวเสือ ตำบลบางหญ้าแพรก อำเภอพระประแดง จังหวัดสมุทรปราการ และ หน้าตัด X-28 ซึ่งอยู่ห่างจากปากแม่น้ำ เข้ามาเป็นระยะทาง 11+200 กิโลเมตร อยู่ที่บริเวณชุมชนศาลเจ้าพ่อหลวงชุมพล ตำบลในคลองบางปลากด อำเภอพระสมุทรเจดีย์ จังหวัดสมุทรปราการ



รูปที่ 6 ตำแหน่งหน้าตัดแม่น้ำที่ใช้ในการศึกษา

ในการลงพื้นที่เก็บวัดข้อมูลความเร็วกระแสและอัตราการไหล ได้ครอบคลุมฤดูน้ำหลากจนถึงฤดูแล้ง ในระหว่างเดือนตุลาคม 2558 ถึงต้นเดือนพฤษภาคม 2559

โดยคัดเลือกวันที่เป็นตัวแทนของน้ำเกิด (Spring tide) และน้ำตาย (Neap tide) โดยได้ทำการตรวจวัดทุกๆ 3 ชั่วโมง จนครบ 24 ชั่วโมง ดังแสดงในตารางที่ 1

ตารางที่ 1 วันที่เก็บวัดข้อมูลน้ำในแม่น้ำ

ครั้งที่	ช่วงวันที่	ลักษณะน้ำ
1	31 ต.ค. – 1 พ.ย. 2558	น้ำเกิด
2	14 – 15 พ.ย. 2558	น้ำเกิด
3	12 – 13 ธ.ค. 2558	น้ำเกิด
4	19 – 20 ธ.ค. 2558	น้ำตาย
5	9 – 10 ม.ค. 2559	น้ำเกิด
6	12 – 13 มี.ค. 2559	น้ำตาย
7	19 – 20 มี.ค. 2559	น้ำเกิด
8	2 – 3 เม.ย. 2559	น้ำเกิด
9	30 เม.ย. – 1 พ.ค. 2559	น้ำตาย

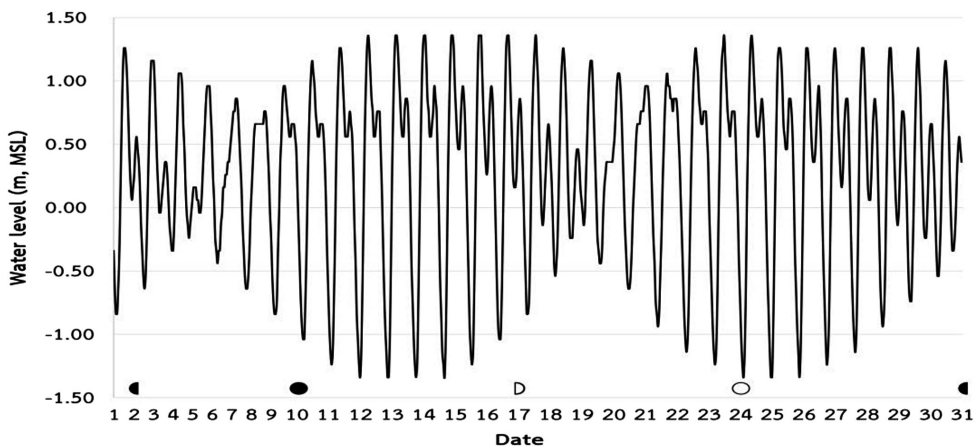
ข้อมูลระดับน้ำได้มาจากกรมอุทกศาสตร์ ที่มีสถานีโทรมาตรถาวรติดตั้งอยู่บริเวณบ่อมพระจุลจอมเกล้า มีเซ็นเซอร์วัดระดับน้ำ 2 ชุด อย่างไรก็ตามสามารถใช้งานได้เพียง 1 ชุด แต่ทั้งนี้ข้อมูลที่ได้จากเซ็นเซอร์ของโทรมาตรได้ถูกนำมาปรับแก้ค่าระดับน้ำให้ตรงกับระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ก่อนที่จะนำข้อมูลไปใช้จริง สำหรับระดับน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยาที่บริเวณสถานีสูบน้ำของการไฟฟ้าพระนครใต้ จะมีเจ้าหน้าที่ของการไฟฟ้าฯ เก็บข้อมูลทุกๆ 1 ชั่วโมง ซึ่งข้อมูลจากการเก็บวัดเหล่านี้จะนำมาใช้ในการตรวจพิสูจน์กับข้อมูลที่ได้จากการคำนวณเพื่ออ้างอิงความถูกต้อง

ในการเตรียมอุปกรณ์สำหรับการเก็บข้อมูลความเร็วกระแสน้ำและอัตราการไหล จะต้องตั้งค่าตำแหน่งเก็บข้อมูล (RTK-GPS) ที่ถูกต้องผ่านโปรแกรม FLOWPACK SOFTWARE - Version 1.21 และโปรแกรม RIVER SURVEYOR LIVE (RSL) - Version 3.9.0 เมื่อทำการอ้างอิงตำแหน่งเรียบร้อยแล้ว ค่าพิกัดตำแหน่งและข้อมูลหน้าตัดที่จะทำการเก็บข้อมูล จะสามารถแสดงในโปรแกรม RIVERSURVEYOR LIVE (RSL) ได้ทันที ทั้งนี้การตั้งค่าตำแหน่งเก็บข้อมูล (RTK-GPS) จะต้องอาศัยพื้นที่โล่งเพื่อรับสัญญาณดาวเทียมอ้างอิงตำแหน่งได้

4. การวิเคราะห์และอภิปรายผล

4.1 การวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำ

จากการหมุนรอบตัวเองของโลก แรงดึงดูดจากดวงอาทิตย์ และแรงดึงดูดจากดวงจันทร์ ส่งผลให้ระดับน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงในรอบเดือนและรอบวัน และเนื่องจากบริเวณอ่าวไทยตอนบน ส่วนที่เชื่อมต่อกับปากแม่น้ำเจ้าพระยา อยู่ในตำแหน่งเหนือเส้นศูนย์สูตรประมาณ 13 องศา จึงทำให้ลักษณะการเกิด น้ำขึ้น น้ำลง เป็นแบบน้ำผสม (Mixed tide) คือน้ำขึ้นสองครั้งและน้ำลงสองครั้งต่อวัน ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับการเกิดน้ำขึ้น น้ำลงแบบน้ำคู่ (Semidiurnal tide) เพียงแต่ขนาดของการขึ้นสูงสุดทั้งสองครั้งจะไม่เท่ากัน และขนาดของการลงต่ำสุดทั้งสองครั้งก็ไม่เท่ากัน แสดงตัวอย่างการขึ้นลงของระดับน้ำที่สถานีตรวจวัดที่บ่อมพระจุลจอมเกล้าในรูปที่ 7



รูปที่ 7 ระดับน้ำที่บ่อมพระจุลจอมเกล้า ระหว่างวันที่ 1 ถึง 31 มกราคม 2559

นอกจากนี้แล้ว เมื่อตำแหน่งของโลก ดวงจันทร์ และดวงอาทิตย์อยู่ในแนวเดียวกัน ระดับน้ำขึ้นสูงสุด และระดับน้ำลงต่ำสุดจะแตกต่างกันมาก ตัวอย่างเช่น ในช่วงประมาณวันที่ 11 ถึง 15 มกราคม 2559 เรียกว่า น้ำเกิด (Spring tide) ในทางกลับกัน เมื่อตำแหน่งของดวงจันทร์และดวงอาทิตย์ตั้งฉากกัน แรงดึงดูดจากดวงอาทิตย์จึงมาหักล้างกับแรงดึงดูดของดวงจันทร์ ส่งผลให้ระดับน้ำขึ้นสูงสุดและระดับน้ำลงต่ำสุด จะแตกต่างกันไม่มากนัก ตัวอย่างเช่น ในช่วงประมาณวันที่ 18 ถึง 21 มกราคม 2559 ซึ่งเรียกว่า น้ำตาย (Neap tide) นอกจากนี้ เนื่องจากดวงจันทร์ซึ่งอยู่ใกล้โลก (มีอิทธิพลสูงต่อน้ำผิวโลก มากกว่าดวงอาทิตย์) ใช้เวลาโคจรรอบโลก ประมาณ 24 ชั่วโมง 50 นาที ซึ่งเท่ากับวงรอบของวัฏจักรน้ำขึ้น น้ำลง (Tidal day) ดังนั้น ช่วงเวลาที่น้ำขึ้นสูงสุด จึงห่างกันเท่ากับ 12 ชั่วโมง 25 นาที

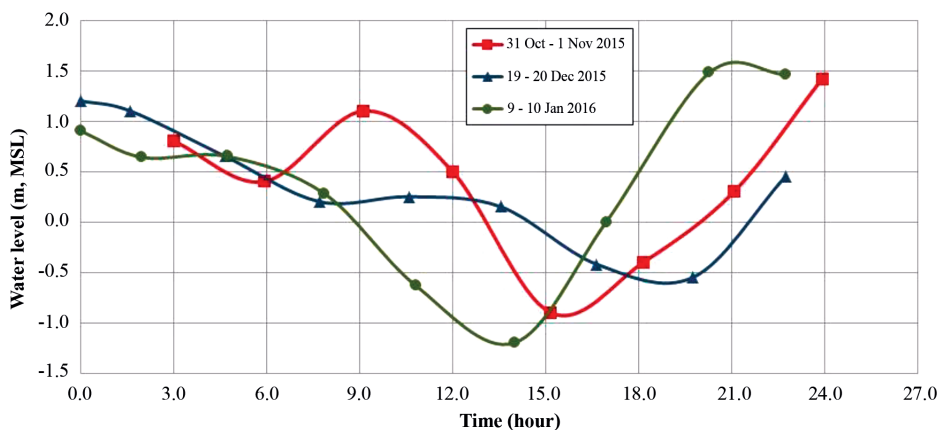
การขึ้น-ลงของระดับน้ำทะเลในอ่าวไทย ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยา โดยช่วงที่ระดับน้ำทะเลยกตัวสูงขึ้นนั้น มวลน้ำทะเลจะเคลื่อนตัวไหลเข้าสู่แม่น้ำเจ้าพระยาขึ้นไปทางต้นน้ำ ส่งผลให้ระดับน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยายกตัวสูงขึ้นไปด้วย ในทางตรงข้าม เมื่อระดับน้ำทะเลลดต่ำลง มวลน้ำจากแม่น้ำจะเคลื่อนตัวไหลออกสู่ทะเล ส่งผลให้ระดับน้ำในแม่น้ำลดต่ำลงไปด้วยเช่นกัน

ลักษณะการขึ้น-ลงของระดับน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยา ตอนล่าง อาจแสดงได้จากตัวอย่างผลการเก็บวัดการขึ้น-ลงของระดับน้ำที่สถานี X2 ที่บริเวณวัดบางหัวเสือ อำเภอพระประแดง ในช่วงน้ำเกิดและน้ำตาย พบว่า ในฤดูน้ำจืด

จากต้นน้ำมาก (อัตราการไหลของน้ำจืดลงสู่ทะเล ช่วงขณะมากกว่า 2,000 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที) และเป็นช่วงน้ำเกิด ระดับน้ำขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุด อยู่ที่ประมาณ +1.6 เมตร และ -0.9 เมตร จากระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ดังเช่นข้อมูลที่เกิดขึ้นในวันที่ 31 ตุลาคม ถึงวันที่ 1 พฤศจิกายน 2558 (รูปที่ 8)

ในฤดูน้ำจืดปานกลางและเป็นช่วงน้ำเกิด ระดับน้ำขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุด อยู่ที่ประมาณ +1.6 เมตร และ -1.2 เมตร จากระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ดังเช่นข้อมูลที่เกิดขึ้นในวันที่ 9 ถึง 10 มกราคม 2559 ในฤดูน้ำจืดปานกลาง และเป็นช่วงน้ำตาย ระดับน้ำขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุด จะมีช่วงแคบลงเหลืออยู่ที่ประมาณ +1.2 เมตร และ -0.6 เมตร จากระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ดังเช่นข้อมูลที่เกิดขึ้นในวันที่ 19 ถึง 20 ธันวาคม 2558

ในช่วงฤดูแล้ง ปริมาณน้ำจืดจากต้นน้ำมีน้อย ระดับน้ำขึ้นสูงสุด และระดับน้ำลงต่ำสุด จะไม่แตกต่างกันเหมือนอย่างกรณีน้ำจืดมาก จากการเก็บข้อมูลระดับน้ำ ครั้งที่ 8 และ 9 ในเดือนเมษายน 2559 พบว่า ในช่วงน้ำเกิด ระดับน้ำขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุด อยู่ที่ประมาณ +1.1 เมตร และ -0.6 เมตร จากระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) และในช่วงน้ำตาย ระดับน้ำขึ้นสูงสุดและลงต่ำสุด จะลดเหลือประมาณ +1.0 เมตร และ -0.3 เมตร จากระดับน้ำทะเล ปานกลาง (MSL) เป็นต้น นอกจากนี้แล้วยังพบว่า ในช่วงฤดูแล้งลักษณะการเกิดน้ำขึ้นน้ำลงเป็นแบบน้ำเดียว (Diurnal tide) คือในหนึ่งวันจะพบน้ำขึ้นเพียงหนึ่งครั้งและน้ำลงเพียงหนึ่งครั้งเท่านั้น



รูปที่ 8 การขึ้นลงของระดับน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยา บริเวณวัดบางหัวเสือ อำเภอพระประแดง (หน้าตัด X2)

4.2 รูปโปรไฟล์ของความเร็วย

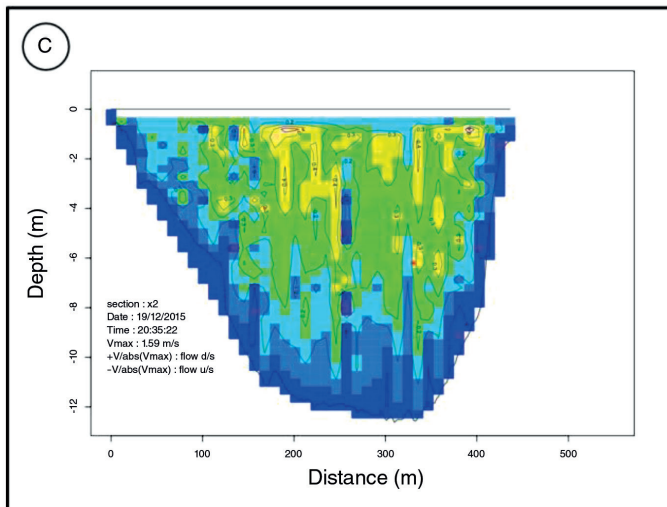
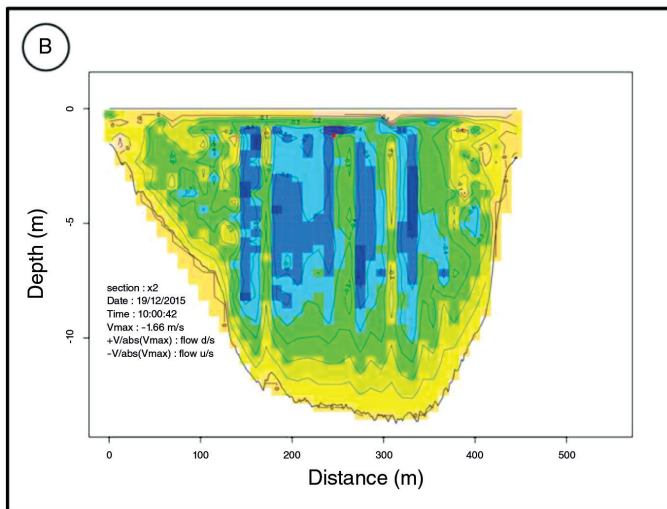
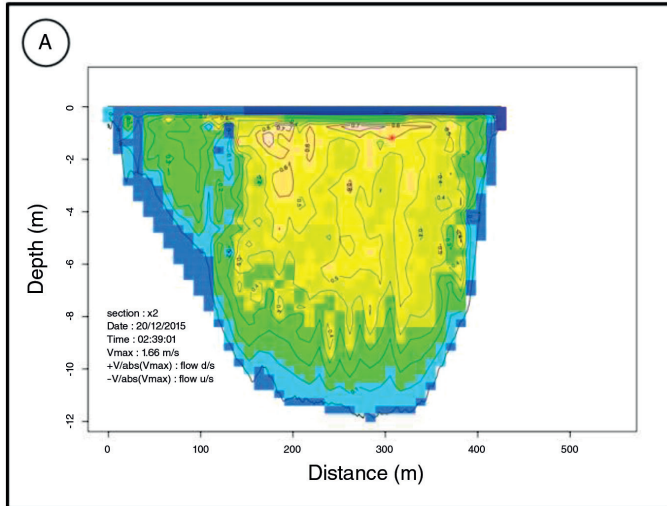
การไหลของน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง ได้รับอิทธิพลของน้ำขึ้น-น้ำลง โดยมีทิศทางการไหลสลับไปมาระหว่างทิศทางการไหลออกทะเลซึ่งกำหนดให้เป็นบวก และทิศทางการไหลจากทะเลเข้าสู่แม่น้ำซึ่งกำหนดให้เป็นลบ จากการที่ระดับน้ำในแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่างมีความแตกต่างของระดับขึ้น-ลงอยู่ในช่วงระหว่าง 1 ถึง 3 เมตร ในขณะที่ความลึกการไหลผันแปรระหว่าง 10 ถึง 13 เมตร โดยที่ความกว้างของแม่น้ำ ตลอดจนพื้นที่หน้าตัดการไหลของลำน้ำไม่ได้เปลี่ยนแปลงมากนัก แต่ในขณะที่อัตราการไหลมีความแตกต่างกันทั้งปริมาณน้ำ และทิศทางการไหล ดังนั้น ลักษณะการกระจายความเร็วของกระแสน้ำจึงเป็นประเด็นที่น่าสนใจต่อว่าน่าจะมีการเปลี่ยนแปลงมาก

การไหลของน้ำ ณ ตำแหน่งสำรวจ ประกอบไปด้วยองค์ประกอบหลัก 2 ส่วน คือน้ำที่ไหลมาจากด้านต้นน้ำ และระดับน้ำทะเลที่ขึ้น-ลง ที่ด้านท้ายน้ำ โดยน้ำที่ไหลมาจากแม่น้ำเจ้าพระยานั้น อาศัยแรงโน้มถ่วงของโลก ในรูปแบบของความแตกต่างของระดับน้ำด้านเหนือน้ำและท้ายน้ำ ก่อให้เกิดความเร็วกระแสน้ำขึ้น ดังนั้นความเร็วกระแสน้ำจึงขึ้นกับความแตกต่างของระดับผิวน้ำ กล่าวคือเมื่อระดับน้ำทะเลยกตัวสูงขึ้น จะทำให้ความแตกต่างของระดับน้ำลดลง ส่งผลให้ความเร็วกระแสน้ำที่ไหลออกทะเลมีความเร็วต่ำลง และหากระดับน้ำทะเลยกตัวขึ้นจนสูงกว่าระดับน้ำด้านเหนือน้ำ จะทำให้ความแตกต่างของระดับน้ำกลับทิศทาง โดยระดับน้ำด้านท้ายน้ำสูงกว่าระดับน้ำด้านเหนือน้ำ ส่งผลให้ความเร็วกระแสน้ำไหลกลับทิศทางไปทางด้านต้นน้ำ ในทางกลับกัน หาก

ระดับน้ำทะเลลดต่ำลง ความแตกต่างของระดับน้ำทะเลจะมากขึ้น ทำให้ความเร็วกระแสน้ำสูงขึ้น

ผลการตรวจวัดพบว่า ทั้งหน้าตัด X-2 และ X-28 มีการกระจายตัวของกระแสน้ำที่คล้ายคลึงกัน เนื่องจากหน้าตัดทั้งสองอยู่ใกล้เคียงกันและอยู่ในโค้งลำน้ำเดียวกัน เนื่องจากหน้าตัดอยู่ในโค้งของลำน้ำ โดยมีร่องน้ำคอนไปทางตลิ่งขวา โดยกระแสน้ำมีความเร็วสูงในช่วงกลางลำน้ำ คอนขึ้นมาจากด้านบน ในขณะที่บริเวณที่ใกล้ท้องน้ำและริมตลิ่งนั้น กระแสน้ำจะมีความเร็วต่ำกว่า (ดังแสดงในรูปที่ 9)

ภาพแสดงรูปหน้าตัดลำน้ำเป็นการแสดงความเร็วกระแสน้ำเฉพาะแห่งทั่วทั้งหน้าตัด มีประโยชน์คือ ช่วยให้เห็นบริเวณที่กระแสน้ำมีความเร็วสูง และแสดงวงรอบของค่าความเร็วกระแสน้ำที่เท่ากัน การกระจายตัวของความเร็วกระแสน้ำในแต่ละหน้าตัด จะเปลี่ยนแปลงไปตามการขึ้นลงของระดับน้ำทะเล โดยที่การกระจายความเร็วสูงๆ จะเกาะกลุ่มกันดี เป็นวงรอบในบริเวณพื้นที่ส่วนกลางของหน้าตัด ในช่วงเวลาที่น้ำทะเลลงจนถึงประมาณระดับต่ำสุด ซึ่งเป็นการไหลในทิศทางจากแม่น้ำลงสู่ทะเล (รูปที่ 9A) และในช่วงเวลาที่น้ำทะเลขึ้น ถึงประมาณระดับสูงสุด ซึ่งเป็นการไหลในทิศทางจากทะเลเข้าสู่แม่น้ำ (รูปที่ 9B) แต่สำหรับในช่วงเวลาที่ระดับน้ำทะเลอยู่ที่ระดับประมาณใกล้เคียงกับระดับน้ำทะเลปานกลาง จะพบว่าขนาดของความเร็วกระแสน้ำ จะไม่เกาะเป็นกลุ่มชัดเจน มีบางส่วนไหลลงทะเล บางส่วนไหลเข้าสู่แม่น้ำ ด้วยความเร็วไม่สูงมากนัก (รูปที่ 9C) ซึ่งภาพหน้าตัดตามขวางนี้ จะยังไม่สามารถอธิบายการเปลี่ยนแปลงขนาดและทิศทางของความเร็วกระแสน้ำในแนวตั้งได้ชัดเจนนัก



รูปที่ 9 รูปหน้าตัดแสดงการกระจายความเร็วกระแสน้ำที่หน้าตัด X-2 ที่เวลาต่างๆ

เมื่อพิจารณาในรูปแบบของโพรไฟล์การกระจายตัวของความเร็วกระแสในแนวตั้ง โดยเลือกพิจารณาที่แนวร่องน้ำที่ลึกที่สุดของหน้าตัด X-28 พบว่าการเปลี่ยนแปลงการกระจายความเร็วกระแสในแนวร่องลึกจะสัมพันธ์กับการขึ้น-ลง ของระดับน้ำอย่างชัดเจน แสดงตัวอย่างดัง รูปที่ 10 ซึ่งแสดงค่าระดับน้ำ ที่เก็บวัดที่สถานีป้อมพระจุลจอมเกล้า โดยเริ่มจากเวลา 6:10 น. ของวันที่ 9 มกราคม 2559 สิ้นสุดถึงเวลา 12:00 น. ของวันที่ 10 มกราคม 2559 โดยมีขนาดของการขึ้นสูงสุดทั้งสองครั้งไม่เท่ากัน และขนาดของการลงต่ำสุดทั้งสองครั้งก็ไม่เท่ากัน

ลักษณะการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ คือ เริ่มจากระดับน้ำขึ้นสูงสุด ที่เวลาประมาณ 6:10 น. ของวันที่ 9 มกราคม 2559 ต่อมาระดับน้ำค่อยๆ ลดลงสู่ระดับต่ำสุดรอง และรักษาระดับนี้ที่เวลาประมาณ 11:00 น. ถึง 12:40 น. (บริเวณตำแหน่ง B ในรูปที่ 10) จากนั้นระดับน้ำเริ่มสูงขึ้นเล็กน้อยสู่ระดับสูงสุดรอง ที่เวลาประมาณ 15:00 น. (บริเวณตำแหน่ง C ในรูปที่ 10) หลังจากนั้นระดับน้ำจึงลดต่ำลงอย่างรวดเร็ว ลงสู่ระดับต่ำสุดจริง ที่เวลาประมาณ 23:50 น. ของวันที่ 9 มกราคม 2559

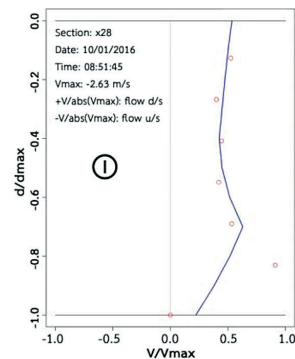
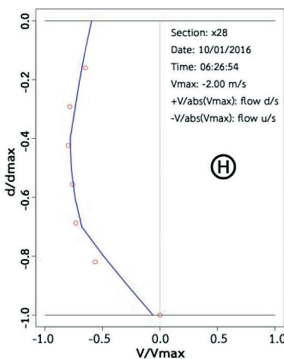
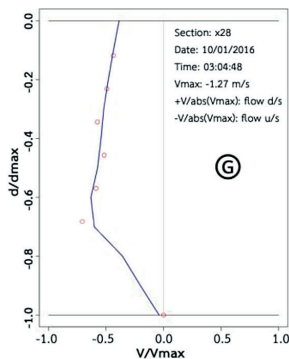
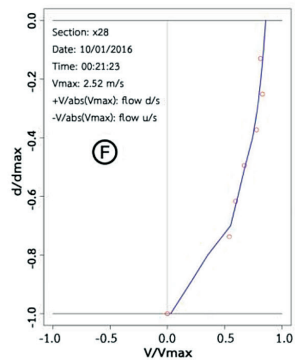
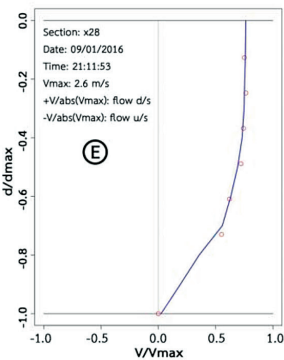
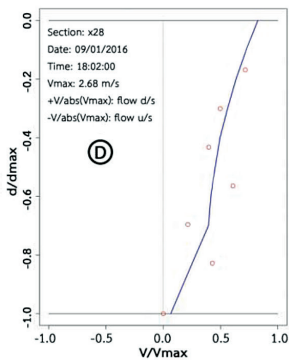
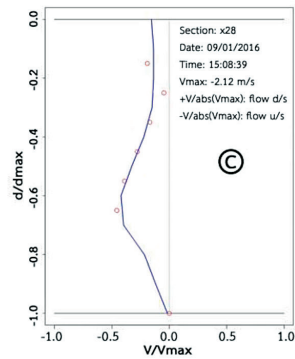
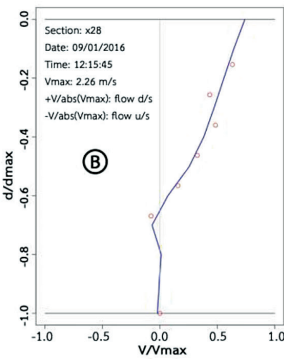
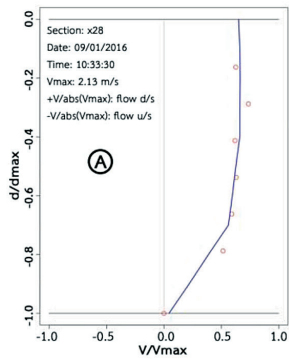
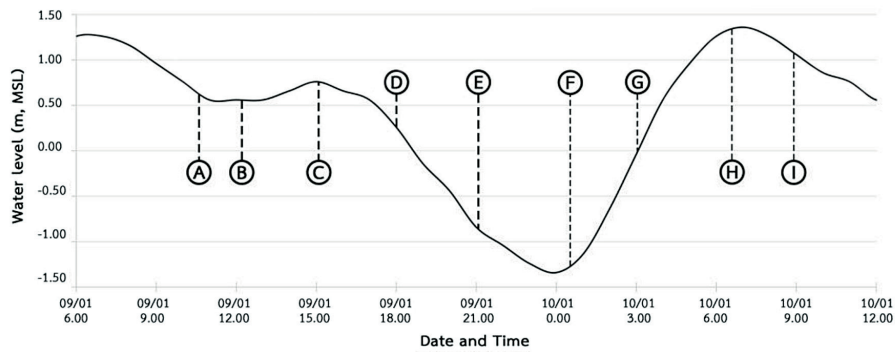
หลังจากผ่านระดับต่ำสุดจริงแล้ว ระดับน้ำเพิ่มสูงขึ้นอย่างรวดเร็ว (บริเวณตำแหน่ง G ในรูปที่ 10) จนถึงระดับสูงสุดจริงที่เวลาประมาณ 6:40 น. ของวันที่ 10 มกราคม 2559 แล้วค่อยๆ ลดระดับลงสู่ระดับต่ำสุดรองในช่วงเวลาประมาณ 12:00 น. ซึ่งจะเป็นวัฏจักรของน้ำขึ้น-น้ำลงในรอบต่อไป โดยใช้เวลาแต่ละรอบประมาณ 24 ชั่วโมง 50 นาที

ลักษณะการกระจายความเร็วกระแสในแนวตั้งสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลดังนี้ เริ่มจากระดับน้ำทะเลลดลง ส่งผลให้น้ำไหลออกสู่ทะเลที่ความเร็วกระแสเป็นบวก โดยความเร็วที่ท้องน้ำเป็นศูนย์ และความเร็วเพิ่มขึ้นเมื่อห่างจากท้องน้ำ ดังแสดงในรูปที่ 10 (A)

เมื่อระดับน้ำทะเลเริ่มสูงขึ้นเล็กน้อย ทำให้มีมวลน้ำทะเลเคลื่อนตัวมาทางส่วนล่างของหน้าตัดการไหล ดันให้ความเร็วกระแสที่ใต้ผิวน้ำเริ่มลดลงจนเริ่มจะกลับทิศทาง มวลน้ำบริเวณส่วนล่างนี้ จึงอยู่ในสภาวะเกือบจะหยุดนิ่ง ไม่เคลื่อนที่ ในขณะที่ความเร็วกระแสบริเวณส่วนกลางของความลึกก็เริ่มลดลง อย่างไรก็ตาม มวลน้ำบริเวณผิวน้ำยังคงสามารถไหลลงสู่ทะเลได้คืออยู่ ดังแสดงในรูปที่ 10 (B) ในขณะที่ระดับน้ำทะเลยังคงยกระดับสูงขึ้นทำให้กระแสน้ำกลับเป็นลบหรือกลับทิศทางการไหล โดยไหลในทิศทางกลับเข้าสู่แม่น้ำ ดังแสดงในรูปที่ 10 (C)

เนื่องจากบริเวณตำแหน่ง C เป็นการขึ้นของระดับน้ำทะเลสู่ระดับสูงสุดรอง รูปแบบการไหลของน้ำทะเลเข้าสู่แม่น้ำในช่วงเวลานี้ จึงไม่เข้มข้นมากนัก หลังจากนั้น น้ำทะเลระดับลงอย่างต่อเนื่อง ตลอดระยะเวลาประมาณ 9 ชั่วโมง มวลน้ำในแม่น้ำจึงไหลลงสู่ทะเล การพัฒนารูปแบบการกระจายตัวของความเร็วกระแสในแนวตั้ง จึงเป็นไปอย่างต่อเนื่องและเข้มข้น แสดงดังรูปที่ 10 (D - E) และเมื่อระดับน้ำทะเลลดลงจนถึงจุดต่ำสุดจริง ที่เวลาประมาณ 23:50 น. และเริ่มปรับระดับให้สูงขึ้น แต่เนื่องจากระดับน้ำทะเลยังคงอยู่ในระดับที่ต่ำ ดังนั้นมวลน้ำจึงยังคงไหลสู่ทะเลด้วยรูปแบบการกระจายตัวของความเร็วกระแสในแนวตั้งอย่างเข้มข้น ดังรูปที่ 10 (F)

เมื่อระดับน้ำทะเลขึ้นมากพอจนทำให้การไหลทั้งหน้าตัดไหลไปในทิศทางเดียวกันคือไหลกลับเข้าสู่แม่น้ำ แสดงดังรูปที่ 10 (G) และเมื่อระดับน้ำทะเลยังคงสูงขึ้นอย่างต่อเนื่อง การกระจายตัวของความเร็วกระแสในแนวตั้งพัฒนารูปแบบการกระจายตัวที่สมบูรณ์ขึ้น ดังแสดงในรูปที่ 10 (H) อย่างไรก็ตาม เมื่อระดับน้ำทะเลเริ่มลดต่ำลง กระแสน้ำเริ่มไหลกลับในทิศเป็นบวกอีกครั้งแล้วไหลออกสู่ทะเล ดังแสดงในรูปที่ 10 (I) ซึ่งจะกลับเข้าสู่วัฏจักรของน้ำขึ้น-น้ำลง ในรอบต่อไป



รูปที่ 10 การกระจายความเร็วกระแสในแนวตั้ง ที่หน้าตัด X-28

4.3 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำ และอัตราการไหล

การไหลของน้ำบริเวณแม่น้ำเจ้าพระยา ตอนล่าง ได้รับอิทธิพลของน้ำขึ้น-น้ำลง โดยมีทิศทางการไหลสลับไปมา ระหว่างทิศทางการไหลออกทะเลซึ่งกำหนดให้เป็นบวก และทิศทางการไหลจากทะเลเข้าสู่แม่น้ำซึ่งกำหนดให้เป็นลบ ทั้งนี้ การไหลของน้ำ ณ ตำแหน่งสำรวจ ประกอบไปด้วยองค์ประกอบหลัก 2 ส่วน คือน้ำที่ไหลมาจากแม่น้ำจากด้านต้นน้ำ และระดับน้ำทะเลที่ขึ้น-ลง ที่ด้านท้ายน้ำ

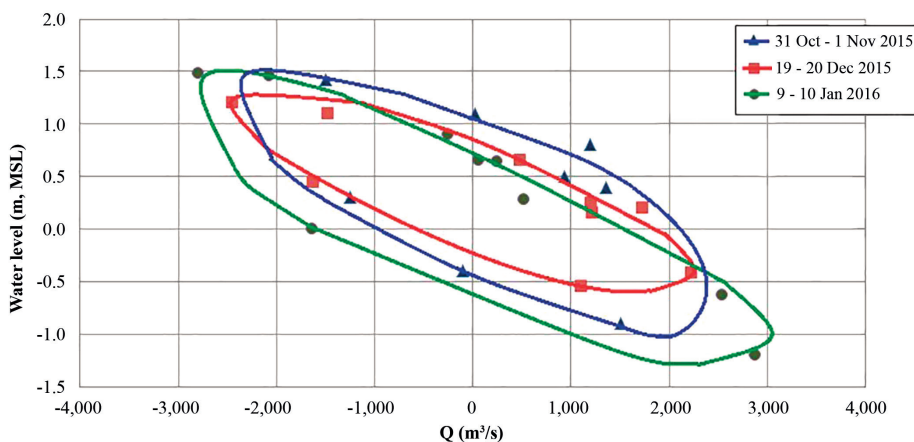
โดยน้ำที่ไหลมาจากแม่น้ำเจ้าพระยานั้น อาศัยแรงโน้มถ่วงของโลกในรูปแบบของความแตกต่างของระดับน้ำด้านเหนือน้ำและท้ายน้ำ ซึ่งก่อให้เกิดความเร็วกระแสน้ำขึ้น ดังนั้นความเร็วกระแสน้ำจึงขึ้นกับความแตกต่างของระดับน้ำดังกล่าว กล่าวคือเมื่อระดับน้ำทะเลยกตัวสูงขึ้น จะทำให้ความแตกต่างของระดับน้ำลดลง ส่งผลให้ความเร็วกระแสน้ำที่ไหลออกทะเลมีความเร็วต่ำลง และหากระดับน้ำทะเลยกตัวขึ้นจนสูงกว่าระดับน้ำด้านเหนือน้ำ จะทำให้ความแตกต่างของระดับน้ำกลับทิศทางการไหลโดยระดับน้ำด้านท้ายน้ำสูงกว่าระดับน้ำด้านเหนือน้ำ ส่งผลให้ความเร็วกระแสน้ำไหลกลับทิศทางการไหลไปทางด้านต้นน้ำในทางกลับกัน หากระดับน้ำทะเลลดต่ำลง ความแตกต่างของระดับน้ำทะเลจะมากขึ้น ทำให้ความเร็วกระแสน้ำสูงขึ้น

โดยทั่วไป อัตราการไหลของน้ำในแม่น้ำสามารถคำนวณได้ โดยอาศัยความสัมพันธ์ที่เรียกว่า เส้นโค้งอัตราการไหล (Rating curve) ซึ่งเป็นความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำ (Water level หรือ Stage) และอัตราการไหล (Discharge) ซึ่งมีลักษณะความสัมพันธ์แบบเดี่ยว (Unique

relationship) โดยนำความสัมพันธ์นี้ มาใช้เพื่อการหาอัตราการไหลในแม่น้ำอย่างง่าย โดยการอ้างอิงระดับน้ำและเส้นโค้งอัตราการไหล ทั้งนี้ วิธีการนี้มีความสะดวกและประหยัดเมื่อเทียบกับการตรวจวัดอัตราการไหลโดยตรงซึ่งยุ่งยากและมีค่าใช้จ่ายสูง

อย่างไรก็ตาม เนื่องจากในธรรมชาติ อัตราการไหลในแม่น้ำไม่ได้ขึ้นกับระดับน้ำเพียงอย่างเดียว แต่ขึ้นกับความลาดชันของผิวน้ำ รูปร่างของหน้าตัดลำน้ำ ความขรุขระของท้องน้ำ และระดับความผันผวนของอัตราการไหล (Flow unsteadiness) โดยปัจจัยข้างต้นเหล่านี้ ก่อให้เกิดความสัมพันธ์ของระดับน้ำและอัตราการไหลเป็นแบบไม่เดี่ยว (Non-unique relationship) โดยค่าของระดับน้ำในแม่น้ำหนึ่งค่า ไม่ได้มีค่าอัตราการไหลค่าเดียว แต่จะมีหลายค่า ทั้งนี้ ส่งผลให้ความสัมพันธ์ของระดับน้ำและอัตราการไหลมีลักษณะเป็นแบบหลายวง (Multiple loops) ดังแสดงในรูปที่ 11 ซึ่งระดับน้ำค่าหนึ่งจะสัมพันธ์กับอัตราการไหลหลายค่า ขึ้นอยู่กับการขึ้น-ลง ของระดับน้ำ โดยอัตราการไหลออกสู่ทะเลมีเครื่องหมายบวก ในทางตรงข้ามอัตราการไหลเข้าสู่แม่น้ำมีเครื่องหมายลบ

ดังนั้น เพื่อประโยชน์ต่อการบริหารจัดการในส่วนที่เกี่ยวข้อง ทำให้จำเป็นต้องทำการตรวจวัดอัตราการไหลโดยตรงในช่วงเวลาที่ต้องการรู้ค่าอัตราการไหลเพื่อความถูกต้องแม่นยำ หรืออาจจะติดตั้งเครื่องวัดความเร็วกระแสน้ำแบบคลื่นเสียงดอปเปลอร์ (ADCP) แล้วสร้างสมการความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำ กับอัตราการไหลและความเร็วกระแสน้ำ ให้สามารถนำผลมาใช้งานได้ตลอดในช่วงเวลาหนึ่ง



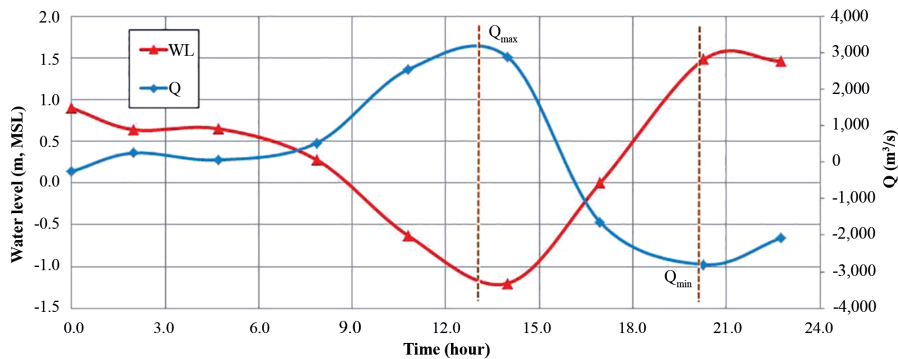
รูปที่ 11 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำและอัตราการไหลของแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง

จากความสัมพันธ์ของระดับน้ำและอัตราการไหล พบว่า อัตราการไหลสูงสุดและต่ำสุดในแม่น้ำไม่ได้เกิดขึ้น ณ เวลาที่ระดับน้ำในแม่น้ำมีระดับสูงสุดหรือต่ำสุด ตามลำดับ ทั้งนี้ เนื่องจากอิทธิพลของระดับน้ำทะเลทำให้ระดับน้ำที่หน้าตัดสำรวจเปลี่ยนแปลงขึ้นลงตามไปด้วย

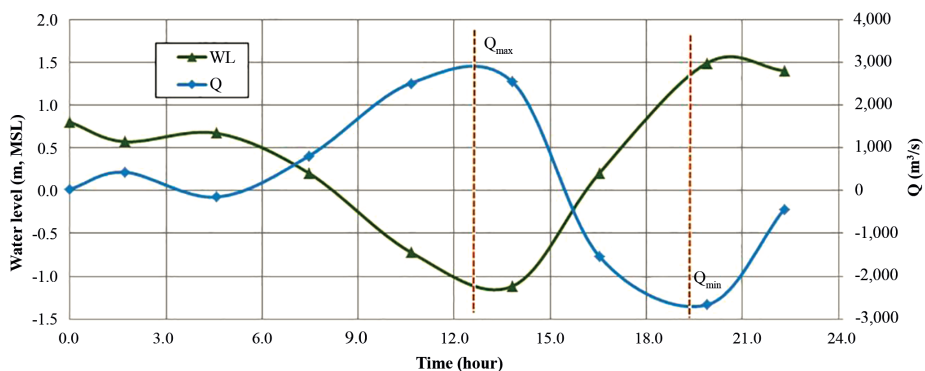
อัตราการไหลลงสู่ทะเลสูงๆ นั้น จะเกิดในช่วงน้ำทะเลกำลังลงจากระดับสูงสุด ไปยังระดับต่ำสุด ซึ่งอัตราการไหลสูงสุดจะเกิดในช่วงเวลาที่ระดับน้ำทะเลลดลงอย่างรวดเร็ว เข้าใกล้เกือบจะถึงระดับต่ำสุด เนื่องจากในช่วงเวลาที่ระดับน้ำทะเลลดลง จนเกือบจะถึงระดับต่ำสุด จะเป็นช่วงเวลาที่ระดับพิกัดตามแนวการไหลระหว่างต้นน้ำกับท้ายน้ำ มีความแตกต่างกันมากที่สุด (ความลาดชันของโค้งพิกัดน้ำมากที่สุด) ซึ่งในช่วงเวลาดังกล่าว มวลน้ำในแม่น้ำจะเคลื่อนตัวออกสู่ทะเลได้ดี ทำให้เกิดอัตราการไหลสูงสุด และต่อมา เมื่อระดับน้ำทะเลลดลงจนถึงระดับต่ำสุดแล้ว อัตราการไหลของมวลน้ำลงสู่ทะเล

จะมีปริมาณที่น้อยกว่าค่าอัตราการไหลสูงสุด ประมาณร้อยละ 4 ถึง 8

ในช่วงน้ำทะเลกำลังขึ้น อัตราการไหลลงสู่ทะเลจะลดลงอย่างต่อเนื่อง กมวลน้ำจากทะเลจะเคลื่อนตัวเข้าสู่แม่น้ำทำให้เกิดการดัน ต้นน้ำไม่ให้น้ำจากแม่น้ำไหลออกทะเล และเมื่อระดับน้ำที่สถานี X-2 และ X-28 เท่ากับระดับน้ำทะเลปานกลาง จะเป็นช่วงเวลาที่มวลน้ำจากทะเลไหลเข้าสู่แม่น้ำในปริมาณที่มากกว่ามวลน้ำที่ไหลลงสู่ทะเลแล้ว (อัตราการไหลเริ่มเป็นลบ) มวลน้ำทะเลไหลเข้าสู่แม่น้ำในอัตราสูงที่สุด เมื่อระดับน้ำทะเลขึ้นเกือบถึงระดับสูงสุด เพราะเป็นช่วงเวลาที่ระดับพิกัดตามแนวการไหลระหว่างท้ายน้ำกับต้นน้ำ มีความแตกต่างกันมากที่สุด (ความลาดชันของโค้งพิกัดน้ำมากที่สุด) ซึ่งในการศึกษานี้ พบชัดเจนในทั้งสองหน้าตัด (หน้าตัด X-2 และ X-28) ดังแสดงในรูปที่ 12 และ 13 ตามลำดับ



รูปที่ 12 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำและอัตราการไหลของแม่น้ำเจ้าพระยาที่หน้าตัด X-2



รูปที่ 13 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำและอัตราการไหลของแม่น้ำเจ้าพระยาที่หน้าตัด X-28

5. สรุป

ลักษณะเฉพาะทางพลศาสตร์ของการไหลในแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง ที่ได้รับผลกระทบจากการขึ้น-ลงของระดับน้ำทะเล สามารถสรุปได้ว่า การกระจายความเร็วกระแสน้ำในแนวร่องน้ำลึกจะเปลี่ยนแปลงไปตามน้ำขึ้น-น้ำลง อย่างชัดเจน เมื่อน้ำทะเลลดระดับลงอย่างต่อเนื่องตลอดระยะเวลาหลายชั่วโมง การพัฒนารูปแบบการกระจายตัวของความเร็วกระแสน้ำในแนวโค้ง จึงเป็นไปอย่างต่อเนื่องและเข้มข้น และเมื่อระดับน้ำทะเลลดลงจนถึงจุดต่ำสุดจริง และแม้ว่าระดับน้ำจะเริ่มปรับระดับให้สูงขึ้นจากระดับต่ำสุดก็ตาม แต่เนื่องจากระดับน้ำทะเลยังคงอยู่ในระดับที่ต่ำ ดังนั้น มวลน้ำจึงยังคงไหลสู่ทะเลด้วยรูปแบบการกระจายตัวของความเร็วกระแสน้ำในแนวโค้งอย่างเข้มข้นเช่นกัน และเมื่อระดับน้ำทะเลขึ้นมากพอจนทำให้การไหลทั้งหน้าตัดไหลไปในทิศทางเดียวกันคือไหลกลับเข้าสู่แม่น้ำ และเมื่อระดับน้ำทะเลยังคงสูงขึ้นอย่างต่อเนื่อง การกระจายตัวของความเร็วกระแสน้ำจึงพัฒนารูปแบบการกระจายตัวที่สมบูรณ์ขึ้น

อัตราการไหลสูงสุดและต่ำสุดในแม่น้ำไม่ได้เกิดขึ้น ณ เวลาที่ระดับน้ำในแม่น้ำมีระดับสูงสุดหรือต่ำสุด ตามลำดับ ซึ่งอัตราการไหลลงสู่ทะเลสูงสุดจะเกิดในช่วงเวลาที่ระดับน้ำทะเลลดลงอย่างรวดเร็ว เข้าใกล้เกือบจะถึงระดับต่ำสุด เนื่องจากระดับผิวน้ำตามแนวการไหลระหว่างต้นน้ำกับท้ายน้ำ มีความแตกต่างกันมากที่สุด และต่อมา เมื่อระดับน้ำทะเลลดลงจนถึงระดับต่ำสุดแล้ว อัตราการไหลของมวลน้ำลงสู่ทะเล จะมีปริมาณที่น้อยกว่าค่าอัตราการไหลสูงสุด ประมาณร้อยละ 4 ถึง 8 มวลน้ำทะเลไหลเข้าสู่แม่น้ำในอัตราสูงที่สุด (อัตราการไหลเป็นลบมากที่สุด) เมื่อระดับน้ำทะเลขึ้นเกือบถึงระดับสูงสุด เพราะเป็นช่วงเวลาที่ระดับผิวน้ำตามแนวการไหลระหว่างท้ายน้ำกับต้นน้ำ มีความแตกต่างกันมากที่สุด (ความลาดชันของโค้งผิวน้ำมากที่สุด)

6. กิตติกรรมประกาศ

ผู้วิจัยขอขอบคุณโครงการพัฒนามหาวิทยาลัยแห่งชาติ (NRU) และการไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย (กฟผ.) ที่ได้สนับสนุนทุนวิจัยเครื่องมือ-อุปกรณ์ และอนุญาตให้ใช้พื้นที่เพื่อการศึกษาในครั้งนี้

7. เอกสารอ้างอิง

1. Voulgaris, G. and Trowbridge, J.H., 1998, "Evaluation of the Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) for Turbulence Measurements," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, pp. 272-289.
2. Guo, X. and Valle-Levinson, A., 2007, "Tidal Effects on Estuarine Circulation and Outflow Plume in the Chesapeake Bay," *Continental Shelf Research*, 27, pp. 20-42.
3. Mao, X., Enot, P., Barry, D.A, Li, L., Binley, A. and Jeng, D.S., 2006, "Tidal Influence on Behaviour of a Coastal Aquifer Adjacent to a Low-relief Estuary," *Journal of Hydrology*, 327 (1-2), pp. 110-127.
4. Apipattanavis, S., 2013, "Evolution of Technology in Open Channel Flow Measurement," *Chonlasan Research Journal of Irrigation Management*, 1 (1), pp. 18-27.
5. Filizola, N. and Guyot, J.L., 2004, "The use of Doppler Technology for Suspended Sediment Discharge Determination in the Amazon River," *Hydrological Sciences Journal*, 49 (1), pp. 143-153.
6. Kostaschuk, R., Best, J., Villard, P., Peakall, J. and Franklin, M., 2005, "Measuring Flow Velocity and Sediment Transport with an Acoustic Doppler Current Profiler," *Geomorphology*, 68 (1-2), pp. 25-37.
7. Garcia, C., Cantero, M., Nino, Y. and Garcia, M., 2005, "Turbulence Measurements with Acoustic Doppler Velocimeters," *Journal of Hydraulic Engineering*, 131 (12), pp. 1062-1073.
8. Muste, M., Vermeyen, T., Hotchkiss, R. and Oberg, K., 2007, "Acoustic Velocimetry for Riverine Environments," *Journal of Hydraulic Engineering*, 133 (12), pp. 1297-1298.
9. Kinzli, K.D., Martinez, M., Oad, R., Prior, A. and Gensler, D., 2010. "Using an ADCP to

Determine Canal Seepage Loss in an Irrigation District,” *Agricultural Water Management*, 97 (6), pp. 801-810.

10. Maghrebi, M.F. and Givehchi, M., 2010, “Discharge Estimation in a Tidal River with Partially Reverse Flow,” *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 136 (5), pp. 266-274.

11. Chinnarasri, C. and Kemden, N., 2016, “Discharge Estimation of a Tidal River with Reverse Flow : Case of the Chao Phraya River, Thailand,” *Journal of Hydrologic Engineering*, DOI : 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001323.

12. Chinnarasri, C., Porkaew, K., Yangchai, W., Sethputra, S. and Soonthornnonda, P., 2014, “Analysis of the Mission of Governmental Organization for Water Management in Thailand and the Development of the National Data Archive for Relief of Water-Related Disaster,” *KMUTT Research and Development Journal*, 37 (3), pp. 361-387. (In Thai)

13. Sontek, 2016, River Surveyor S5 and M9 : A New Perspective to the Notion of Measuring Open Channel Hydraulics, [Online], Available : <http://www.sontek.com/productsdetail.php?River-Surveyor-S5-M9-14> [2016, 21 March].

14. Mueller, D.S. and Wagner, C.R., 2009, “Measuring Discharge with Acoustic Doppler Current Profilers from a Moving Boat,” Techniques and Method 3-A22, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.

15. Chen, C.L., 1989, “Power Law of Flow Resistance in Open Channels-Manning’s Formula Revisited,” *Proceedings of the International Conference on Channel Flow and Catchment Runoff*, Centennial of Manning’s Formula and Kuichling’s Rational Formula, 22-26 May 1989, Charlottesville, VA., V.8, pp. 17-48.

16. Simpson, M.R. and Oltmann, R.N., 1993, Discharge Measurement using an Acoustic Doppler Current Profiler : U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2395, 34 p.

17. Schlichting, H., 1979, Boundary Layer Theory, 7th ed., New York, McGraw-Hill.

18. Fulford, J.M. and Sauer, V.B., 1986, Comparison of Velocity Interpolation Methods for Computing Open-channel Discharge,” in S.Y. Subitsky (Ed.) *The Hydrologic Sciences*, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2290, 154 p.

