

Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary.
I: Model Setup, Calibration, and Validation
Mô hình hoá thủy động lực cho cửa sông St. Lawrence
I: thiết lập mô hình, hiệu chỉnh và kiểm định

Pascal Matte • Yves Secretan • Jean Morin

Biên dịch: Nguyễn Quang Chiến
GV Bộ môn Công trình Biển và Đường thủy
Trường Đại học Thủy lợi



Image by Annie Dumont from Pixabay

Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. I: Model Setup, Calibration, and Validation

Mô hình hoá thủy động lực cho cửa sông St. Lawrence I: thiết lập mô hình, hiệu chỉnh, và kiểm định

Pascal Matte¹, Yves Secretan², Jean Morin³

1. Research Scientist, Environmental Numerical Prediction Research Section (RPN-E), Meteorological Research Division, Environment and Climate Change Canada, Government of Canada, 801-1550 avenue d'Estimauville, Québec, QC, Canada G1J 0C3 (corresponding author). ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-0968-507X>. E-mail: pascal.matte@canada.ca

2. Professor, Centre Eau Terre Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Université du Québec, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada G1J 0C3. E-mail: yves.secretan@ete.inrs.ca

3. Chief, Hydrology and Ecohydraulic Section, National Hydrological Service, Environment and Climate Change Canada, Government of Canada, 801-1550, avenue d'Estimauville, Québec, QC, Canada G1J 0C3. E-mail: jean.morin@canada.ca

Received: July 05, 2016 / Accepted: January 04, 2017 / Published online: March 27, 2017

Nhận bài: 5-6-2016 / Chấp nhận: 4-1-2017 / Đăng trực tuyến: 27-03-2017.

Tóm tắt nội dung

In this study, a high-resolution, two-dimensional (2D), time-dependent hydrodynamic model of the St. Lawrence fluvial estuary was developed with the objective of documenting the tidal hydrodynamics of this complex yet poorly understood region. The hydrodynamic model solves the shallow-water equations over a finite-element-discretized domain, with an average spatial resolution of 50 m, and includes a drying-wetting component for the treatment of shallow intertidal areas. The numerical terrain model is composed of high-density topographic data and detailed friction fields associated with bottom substrate and macrophytes. Calibration and validation were carried out using recently acquired data for water level and velocity. Results show very good accuracy in water levels, with prediction skills higher than 0.99 at all stations (where a skill of 1 means perfect agreement between model and observations in terms of their relative average error) and root-mean-square errors (RMSEs) less than 5% of local tidal ranges downstream; at upstream stations where tidal ranges are significantly reduced, RMSEs were lower than 6 cm. Discharges were reproduced with similarly good accuracy, with errors lower than 6% of the maximum observed discharges at 11 of the 13 surveyed transects; the two remaining sections are subject to larger interpolation and bathymetric uncertainties. In this paper, critical aspects of model development are discussed, including the 2D approximation, temporal and spatial resolution, bathymetric uncertainty, error in the boundary conditions, and calibration under nonstationary conditions. This work is the first part of a two-part investigation serving as a methodological framework for model setup, calibration, and validation in large tidal rivers.

Trong nghiên cứu này, một mô hình thủy động lực diễn biến thời gian, 2 chiều (2D), với độ phân giải cao cho vùng cửa sông St. Lawrence đã được thiết lập nhằm mục đích mô tả chế độ thủy động lực triều của vùng phức tạp nhưng chưa được hiểu rõ này. Mô hình thủy động lực giải các phương trình nước nông trên miền được rời rạc hoá phần tử hữu hạn với độ phân giải không gian trung bình 50 m, và bao gồm một thành phần khô-ướt để xử lý các vùng bãi triều nông. Mô hình số độ cao được tạo thành từ số liệu địa hình mật độ cao cùng trường ma sát chi tiết gắn với đất nền và cây. Hiệu chỉnh và kiểm định được thực hiện bằng cách dùng số liệu thu được gần đây về mực nước và vận tốc. Kết quả cho thấy độ chính xác rất cao về mực nước, với điểm dự đoán cao hơn 0.99 tại tất cả các trạm (điểm bằng 1 cho thấy sự phù hợp hoàn hảo giữa kết quả mô hình và số liệu đo đạc xét về sai số trung bình tương đối giữa chúng) và sai số căn quân phương (RMSE) nhỏ hơn 5% của độ lớn triều hạ lưu ở địa phương; ở những trạm phía thượng lưu nơi độ lớn triều đã giảm đi đáng kể, các sai số căn quân phương đều nhỏ hơn 6 cm. Các trị số lưu lượng đều được tái lập với độ chính xác tốt tương tự, với sai số thấp hơn 6% của các lưu lượng đỉnh quan trắc ở 11 trong số 13 mặt cắt được khảo sát; hai đoàn còn lại có độ bất định lớn hơn về nội suy và địa hình. Trong bài báo này, các khía cạnh then chốt của việc phát triển mô hình được thảo luận, bao gồm việc xấp xỉ 2 chiều, độ phân giải thời gian và không gian, bất định về địa hình, sai số điều kiện biên, và hiệu chỉnh trong điều kiện không tĩnh tại. Bài này là phần đầu trong nghiên cứu gồm hai phần nhằm cung cấp một khung phương pháp để thiết lập, hiệu chỉnh và kiểm định mô hình cho các vùng cửa sông lớn ảnh hưởng triều.

ASCE Subject Headings: Validation, Hydrodynamics, Two-dimensional models, Numerical models, Calibration, Estuaries, Errors (statistics), Hydrologic models

Từ khóa chủ đề ASCE: Kiểm định, Thủy động lực học, Mô hình 2 chiều, Mô hình số trị, Hiệu chỉnh, Cửa sông, Sai số (thống kê), Mô hình thủy văn

1 Introduction | Giới thiệu

The St. Lawrence River is the third largest river in North America, with a drainage basin of $\sim 1.6 \times 10^6$ km² and an average freshwater discharge of 12,200 m³/s at Québec. It connects the Great Lakes with the Atlantic Ocean and is the primary drainage of the Great Lakes basin, one of the most industrialized regions of the world. This river enables diverse economic activity for both Canada and the United States, involving commercial navigation, numerous industries, recreational activities, and tourism. It is simultaneously the drinking-water source and effluent receptor of major cities, and it encompasses great aquatic habitat diversity.

The St. Lawrence fluvial estuary (SLFE) spans 180 river kilometers (rkm) from the exit of Lake Saint-Pierre to the eastern tip of Orleans Island, located at the upper limit of the saline intrusion (Fig. 1). The circulation of the SLFE is characterized by vertically well-mixed freshwater (Simons et al. 2010), and it is driven by strong tidal and river flows. Ocean tides are amplified as they enter the St. Lawrence until they reach their highest level (~ 7 m in range) in the upper estuary at Saint-Joseph-de-la-Rive, hereafter referred to as rkm 0. Approximately 66 rkm upstream, tidal ranges still exceed 6 m during the largest spring tides at Saint-François (i.e., the downstream limit of the SLFE). Increases in water levels of more than 1 m/h can be observed at these locations during the rising tide, leading to rapid changes in flow conditions and in the wetted areas. This generates strong current reversals with peak tidal discharges up to five times larger than the daily average in both upstream and downstream directions. The tidal signal is increasingly distorted and damped as it propagates upstream as a result of frictional effects (Godin 1999; Matte et al. 2014a); the ebb tides are lengthened, and the flood tides are steepened and shortened. The limit where the flow becomes unidirectional (i.e., only one slack water) moves between Grondines (rkm 179.5) and Bécancour (rkm 217) as a function of tidal range and river flow. At Trois-Rivières (rkm 231), the fortnightly modulation of mean water levels (MWLs) induced by the neap-spring cycle exceeds in amplitude the semidiurnal tide (LeBlond 1979), whose range is 0.2 m for a mean tide. Most of the short-period tide (i.e., diurnal, semidiurnal, etc.) is damped in Lake Saint-Pierre (rkm 264), but long-period oscillations are still noticeable as far as Montréal (rkm 360). These flow properties exhibit both lateral and longitudinal variations that were confirmed by field measurements (Matte et al. 2014b).

River forcing in the SLFE comes from the freshwater outflows of Lake Ontario, Ottawa River, and other tributaries along its course. Although the average discharge is 12,200 m³/s at Québec, observed minimum and maximum daily net discharges in the St. Lawrence amounted to 7,000 and 32,700 m³/s over the 1960-2010 period, taking into account the contribution of all tributaries and drainage areas upstream of Québec (Bouchard and Morin 2000). The effects of such variations on MWL and tidal range are severe, particularly in the upper portion of the SLFE (Matte et al. 2014a).

Dòng St. Lawrence là sông lớn thứ ba ở Bắc Mỹ, với diện tích lưu vực $\sim 1.6 \times 10^6$ km² và lưu lượng dòng chảy 12,200 m³/s tại Québec. Nó nối Ngũ Hồ với Đại Tây Dương và là đường tiêu nước chính của lưu vực Ngũ Hồ, một trong những khu vực công nghiệp hoá nhất thế giới. Dòng sông này cho phép các hoạt động kinh tế đa dạng diễn ra ở cả Canada và Hoa Kỳ, bao gồm giao thông thuỷ thương mại, nhiều ngành công nghiệp, các hoạt động giải trí và du lịch. Ngoài ra, nó còn là nguồn cấp nước uống và nơi nhận nước thải từ các thành phố lớn, và nó cũng chứa đựng đa dạng sinh học quần thể thuỷ sinh.

Cửa sông St. Lawrence (SLFE) trải dài 180 rkm (khoảng cách dọc sông theo km) từ điểm ra của Hồ Saint-Pierre đến cực đông của Đảo Orleans, tại giới hạn trên của xâm nhập mặn (Hình 1). Hoàn lưu của SLFE được đặc trưng bởi dòng nước ngọt được hoà trộn kĩ theo phương thẳng đứng (Simons và nnk. 2010), và được thúc đẩy bởi các dòng triều và dòng sông chảy mạnh. Thuỷ triều được khuếch đại khi tiến vào sông St. Lawrence đến khi nó đạt mức cực đại (độ lớn triều ~ 7 m) nơi phần trên cửa sông, tại Saint-Joseph-de-la-Rive, mà từ đây ta sẽ quy định là rkm 0. Khoảng 66 rkm vùng thượng lưu của sông, độ lớn thuỷ triều vẫn vượt 6 m trong kì triều cường lớn nhất tại Saint-François (tức giới hạn hạ lưu của SLFE). Hiện tượng mực nước dâng lên với cường suất hơn 1 m/h có thể quan sát thấy tại những địa điểm này trong suốt kì triều dâng, dẫn tới sự thay đổi nhanh chóng điều kiện dòng chảy và ở những vùng đất ngập nước. Điều đó tạo nên những dòng chảy ngược với lưu lượng triều tối đa gấp đến 5 lần lưu lượng trung bình theo cả hướng ngược và xuôi dòng. Sóng triều ngày càng bị biến dạng và tắt dần khi nó truyền lên thượng lưu, do ảnh hưởng của hiệu ứng ma sát (Godin 1999; Matte và nnk. 2014a); các kì triều rút được kéo dài, và các kì triều dâng thì rút ngắn với sườn dốc hơn. Giới hạn mà tại đó dòng chảy trở nên 1 chiều (tức là chỉ có một thời điểm nước đứng) thì biến động giữa Grondines (rkm 179.5) và Bécancour (rkm 217) và là hàm số phụ thuộc vào độ lớn triều và dòng chảy sông. Tại Trois-Rivières (rkm 231), sự điều tiết tần số chu kì 14 ngày của mực nước trung bình (MWL) gây bởi chu kì triều kém - triều cường thì vượt trội về biên độ so với triều bán nhật (LeBlond 1979), vốn chỉ có độ lớn trung bình là 0.2 m. Hầu hết các triều chu kì ngắn (nhật triều, bán nhật triều, v.v.) đều bị tắt dần tại Hồ Saint-Pierre (rkm 264), nhưng các dao động chu kỳ dài vẫn còn thậm thấy đến tận Montréal (rkm 360). Các đặc tính dòng chảy này thể hiện cả biến đổi theo phương ngang và theo phương dọc và được khẳng định bởi kết quả đo đạc thực địa (Matte và nnk. 2014b).

Yếu tố tác động dòng chảy sông trong mô hình được lấy là lưu lượng nước ngọt từ Hồ Ontario, Sông Ottawa, và các nhập lưu khác vào dòng sông này. Mặc dù lưu lượng trung bình chỉ là 12.200 m³/s tại Québec, các lưu lượng (ròng) ngày nhỏ nhất và lớn nhất của Sông St. Lawrence lên đến 7.000 và 32.700 m³/s trong giai đoạn 1960-2010, có xét đến đóng góp của tất cả những nhập lưu và những lưu vực phía thượng nguồn Québec (Bouchard và Morin 2000). Ảnh hưởng của những biến đổi như vậy tới mực nước trung bình và độ lớn triều là rất mạnh mẽ, đặc biệt

Combined with the strong tidal and fluvial forcing are the effects of variable bathymetry, characterized by deep channels (> 60 m); a section width that varies from less than 1 km to more than 15 km; extensive intertidal areas, river bends, shoals, and islands; and high spatial heterogeneity in substrate composition, distribution of macrophytes, and ice and wind conditions. Together, these characteristics provide a unique environment for the study of tidal hydrodynamics.

Previous numerical studies conducted in the SLFE only provided limited knowledge on the circulation complexities of the river. El-Sabh and Murty (1990) reviewed the early modeling efforts made for the St. Lawrence, from the gulf entrance up to Montréal in some instances. Numerous analytical or tidal models have been developed [e.g., Chassé et al. (1993); Godin (1999); Marche and Partensky (1974); Matte et al. (2014a); Partensky and Warmoes (1970); Vincent (1965)], providing valuable insights into the propagation and distortion of tides. Development and application of one-dimensional (1D) numerical models of the St. Lawrence have also been conducted [e.g., Bourgault and Koutitonsky (1999); Cheylus and Ouellet (1971); Godin (1971); Kamphuis (1968); Morse (1990); Prandle (1970, 1971); Prandle and Crookshank (1972, 1974); Robert et al. (1992)]. These models were able to reproduce the main tidal and fluvial characteristics encountered in the system, although only qualitatively in the upstream portion of the SLFE for most of them, partly because of imprecise discharge conditions at the boundaries. Among the models, the ONE-D model (Dailey and Harleman 1972; Morse 1990) is currently run in operational mode, fed by the 30-day outflow forecast from Lake Ontario and the Ottawa River and by the 48-h wind forecast of Environment Canada (Meteorological Service of Canada) at the downstream boundary (Lefaivre et al. 2009, 2016). This operational model meets the need for water-level prediction in the SLFE, but it cannot account for lateral exchanges [e.g., Matte et al. (2014b)], which are fundamentally two-dimensional (2D).

A number of 2D (depth- or laterally averaged) numerical models have been developed for the St. Lawrence [e.g., De Borne de Grandpré et al. (1981); Leclerc et al. (1990); Lévesque (1977); Lévesque et al. (1979); Ouellet and Cerceau (1975); Prandle and Crookshank (1972); Prandle and Crookshank (1974); Tee and Lim (1987)]. Three-dimensional (3D) models have also been presented [e.g., Gagnon (1994); Saucier and Chassé (2000); Saucier et al. (2003); Simons et al. (2010)], notably leading to the production of an atlas of tidal currents in the St. Lawrence Estuary (Saucier et al. 1997, 1999). Most of these models do not include the SLFE upstream of Orleans Island. When they do, they usually suffer from a lack of validation, and their spatial resolution is generally too coarse (≥ 200 m) to account for local variations (both lateral and longitudinal) in topography, friction, and hydrodynamic properties. In parallel, model development for specific applications has been conducted by private or government agencies [e.g., Doyon (2011)], but these models are usually restricted to smaller areas of interest and thereby do not provide a complete description of the system hydrodynam-

ở phần phía trên của cửa sông (Matte và nnk. 2014a).

Kết hợp với dòng chảy sông và dòng triều mạnh còn có ảnh hưởng của địa hình biến đổi, được đặc trưng bởi những lạch sâu (> 60 m); bề rộng sông biến đổi từ dưới 1 km đến trên 15 km; vùng bãi triều rộng, nhiều khúc cong của sông, các bãi ngầm và đảo; cũng như sự không đồng đều trong không gian về thành phần đất nền, sự phân bố thực vật, và điều kiện gió, băng tuyết. Tự trung lại, những đặc tính này tạo nên một môi trường độc nhất cho nghiên cứu thủy động lực vùng triều.

Những nghiên cứu mô hình số cho SLFE trước đây chỉ cung cấp kiến thức có hạn về sự phức tạp của hoàn lưu nước sông. El-Sabh và Murty (1990) đã điểm lại những nỗ lực mô hình hoá cho Sông St. Lawrence, từ cửa vịnh lên đến Montréal trong một vài trường hợp. Nhiều mô hình giải tích hoặc mô hình sóng triều đã được phát triển [như Chassé và nnk. (1993); Godin (1999); Marche và Partensky (1974); Matte và nnk. (2014a); Partensky và Warmoes (1970); Vincent (1965)], đã cung cấp nhiều thông tin giá trị về sự lan truyền và biến dạng của sóng triều. Việc phát triển và áp dụng những mô hình số trị một chiều (1D) cho Sông St. Lawrence cũng đã được tiến hành [như Bourgault và Koutitonsky (1999); Cheylus và Ouellet (1971); Godin (1971); Kamphuis (1968); Morse (1990); Prandle (1970, 1971); Prandle và Crookshank (1972, 1974); Robert và nnk. (1992)]. Các mô hình này đều có khả năng tái lập được những đặc trưng của dòng triều và dòng chảy sông trong hệ thống, mặc dù đa số chỉ là một cách định tính đối với đoạn thượng lưu của hệ thống SLFE, phần nào là do các điều kiện lưu lượng không chính xác tại các vị trí biên. Trong số các mô hình, ONE-D (Dailey và Harleman 1972; Morse 1990) đang được chạy ở chế độ vận hành, được cung cấp bởi chuỗi số liệu dự báo 30 ngày dòng chảy ra từ hồ Ontario và sông Ottawa cũng như dự báo gió 48 giờ từ tổ chức Environment Canada (Cục Khí tượng Canada) ở biên hạ lưu (Lefaivre và nnk. 2009, 2016). Mô hình vận hành này đáp ứng được nhu cầu dự báo mực nước cho SLFE, nhưng nó không thể tính đến sự trao đổi nước hướng ngang [như Matte và nnk. (2014b)], vốn về cơ bản là quá trình 2 chiều (2D).

Nhiều mô hình số trị 2 chiều (trung bình theo độ sâu hoặc theo phương ngang) đã được phát triển cho Sông St. Lawrence [như De Borne de Grandpré và nnk. (1981); Leclerc và nnk. (1990); Lévesque (1977); Lévesque và nnk. (1979); Ouellet và Cerceau (1975); Prandle và Crookshank (1972); Prandle và Crookshank (1974); Tee và Lim (1987)]. Các mô hình 3 chiều (3D) cũng được trình bày [như Gagnon (1994); Saucier và Chassé (2000); Saucier và nnk. (2003); Simons và nnk. (2010)], nổi bật nhất là lập được một bản đồ dòng triều ở Cửa sông St. Lawrence (Saucier và nnk. 1997, 1999). Đa số các mô hình này đều không bao gồm phần thượng lưu SLFE từ Đảo Orleans. Còn khi đã bao gồm thì lại thường thiếu kiểm định, và độ phân giải mô hình đó lại quá thô (≥ 200 m) để có thể xét đến được những thay đổi mang tính địa phương (cả dọc sông lẫn ngang sông) về địa hình, độ nhám, và các đặc trưng thủy động lực học. Bên cạnh đó, việc phát triển mô hình cho các ứng dụng riêng đã được tiến hành bởi những đơn vị tư nhân hoặc tổ chức chính phủ [Doyon (2011)], nhưng các mô hình này thường chỉ giới hạn cho

ics. The SLFE thus remains incompletely documented.

This paper is Part I of a two-part investigation presenting the development of a high-resolution, 2D, time-dependent hydrodynamic model of the SLFE, with the objective of providing detailed spatial and temporal descriptions of the hydrodynamics in response to tidal and fluvial forcings. The model components, underlying data, and setup properties are described in detail in Part I. The finite-element program H2D2, used to run the simulations, is presented, along with its drying-wetting component, which allows water in intertidal areas to be cyclically stored and evacuated. The hydrodynamic model was thoroughly calibrated and validated using an extensive data set composed of water-level data from 29 tide gauges and cross-sectional water-level and velocity data collected along 13 transects, repeatedly surveyed during semidiurnal tidal cycles (Matte et al. 2014a). Tide gauge and transect data are used in Part I to quantitatively evaluate the agreement between modeled and observed water levels and discharges during the calibration phase, whereas transect data are further exploited in Matte et al. (2017) (hereafter referred to as Part II) to validate the spatial and temporal processes observed in the system.

The 2D (vertically integrated) shallow-water equations remain a valid approximation of the tidal hydrodynamics throughout the SLFE because of its small depth-to-width ratio, vertically well-mixed freshwater, and generally small vertical velocities, as confirmed by field measurements (Matte et al. 2014a). However, the model not only encompasses the SLFE but extends further downstream into the estuarine transition zone (Simons et al. 2010), down to Île aux Coudres (Fig. 1), where salinity and vertical stratification start to appear. The inclusion of this segment is meant to allow the placement of a water-level boundary both aligned with a permanent tide gauge and far enough from Orleans Island, where important flow exchanges occur as the river splits into two branches. Although the 2D barotropic model cannot capture the effects of density currents and stratification in this transition zone, model predictability in the SLFE per se (i.e., upstream of the salinity intrusion limit) remains very accurate. For a given computational cost, making the transition to a 3D model would otherwise result in a loss of horizontal resolution, thus compromising the ability of the model to represent complex topographic features.

This work is the first step toward the development of a comprehensive model of the SLFE ecosystem, thus filling the gap between the 2D upstream model (Montréal-Trois-Rivières reach) (Morin and Champoux 2006) and the 3D ocean model of the estuary and gulf (Smith et al. 2013), which are both operational.

các khu vực quan tâm nhỏ và do đó không cung cấp một bức tranh tổng thể về chế độ thủy động lực của hệ thống. Do vậy, hệ SLFE vẫn chưa đủ tài liệu nghiên cứu.

Bài báo này là Phần I của nghiên cứu gồm 2 phần trình bày việc phát triển một mô hình thủy động lực diễn biến thời gian, 2 chiều, có độ phân giải cao cho SLFE, với mục tiêu cung cấp những mô tả chi tiết trong không gian và theo thời gian cho chế độ thủy động lực do tác động thủy triều và dòng chảy sông. Các thành phần mô hình, số liệu nền, và đặc tính thiết lập được mô tả chi tiết trong Phần I. Chương trình phần tử hữu hạn H2D2, dùng cho mô phỏng, sẽ được trình bày cùng với mô đun ướt-khô trong đó cho phép nước trên các vùng bãi triều được giữ lại và thoát đi theo chu kỳ. Mô hình thủy động lực được hiệu chỉnh và kiểm định thông suốt bằng bộ số liệu đầy đủ bao gồm mực nước từ 29 trạm đo triều cùng các số liệu mực nước và lưu tốc đo tại 13 mặt cắt, được tiến hành khảo sát lặp đi lặp lại suốt các chu kỳ bán nhật triều (Matte và nnk. 2014a). Số liệu mực nước triều và mặt cắt được dùng trong Phần I để đánh giá một cách định tính sự phù hợp giữa các lưu lượng mực nước mô phỏng và quan trắc trong suốt khâu hiệu chỉnh, còn số liệu mặt cắt được tiếp tục tận dụng trong bài báo Matte và nnk. (2017) (từ đây sẽ gọi là Phần II) để kiểm định các quá trình diễn ra trong không gian và theo thời gian quan sát được từ hệ thống.

Các phương trình nước nông 2 chiều (trung bình phương đứng) vẫn còn xấp xỉ hợp lý cho chế độ thủy động lực triều của toàn hệ SLFE bởi độ sâu dòng chảy so với bề rộng là nhỏ, dòng nước ngọt hoà trộn kĩ theo phương thẳng đứng, và vận tốc phương đứng nói chung là nhỏ; tất cả đều được khẳng định qua đo đạc thực địa (Matte và nnk. 2014a). Tuy nhiên, một hình không chỉ bao trọn hệ SLFE mà còn kéo dài về phía hạ lưu vào vùng chuyển tiếp cửa sông (Simons và nnk. 2010), xuống đến Île aux Coudres (Fig. 1), nơi mà độ mặn cũng như sự phân tầng theo phương đứng bắt đầu xuất hiện. Việc bao gồm cả đoạn này là nhằm cho phép đặt một biên mực nước đi qua trạm đo triều cố định và đủ xa khỏi Đảo Orleans, nơi mà những dòng chảy trao đổi xuất hiện khi sông rẽ thành hai nhánh. Mặc dù mô hình áp hướng 2 chiều không thể bắt được các hiệu ứng của dòng mật độ và phân tầng trong vùng chuyển tiếp này, bản thân khả năng dự đoán của mô hình cho SLFE (tức là phía thượng nguồn của giới hạn xâm nhập mặn) vẫn còn rất chính xác. Với một chi phí tính toán cho trước, việc chuyển sang dùng mô hình 3 chiều sẽ phải hi sinh độ phân giải phương ngang, do vậy mà sẽ làm yếu đi khả năng của mô hình biểu diễn các đặc điểm địa hình phức tạp.

Nghiên cứu này là bước đầu hướng đến việc phát triển một mô hình toàn diện cho hệ sinh thái SLFE, qua đó kết nối khoảng cách giữa mô hình 2 chiều thượng nguồn (nhánh Montréal-Trois-Rivières) (Morin và Champoux 2006) và mô hình biển 3 chiều cho vùng cửa sông và vịnh (Smith và nnk. 2013), vốn đều là các mô hình tác nghiệp.

2 Field Campaigns | Các đợt khảo sát thực địa

2.1 Hydrodynamic Measurement Campaign | Đợt đo đạc thủy động lực

A field campaign, the most extensive to date, was conducted in the SLFE during the summer of 2009 for the

Một đợt đo đạc thực địa, đến nay là đợt có quy mô lớn nhất, đã được thực hiện cho hệ thống SLFE suốt mùa hè

measurement of water levels and velocities (Matte et al. 2014b). The objective was twofold: (1) document the hydrodynamics and improve current knowledge of the system, and (2) obtain recent and detailed data for the calibration and validation of the hydrodynamic model.

A set of 15 pressure sensors was installed from June to October 2009 for water-level measurements, adding to the 14 tide gauges operated by Canada's Department of Fisheries and Oceans (DFO) already available (Fig. 1). Boat surveys were also conducted over semidiurnal tidal periods along 13 cross sections of 1 to 4 km in width of the SLFE, representative of the longitudinal variability in geomorphological and tidal-fluvial properties. At each transect, the boat repeatedly moved back and forth across the channel following the same transect line, perpendicular to the mean flow direction. Water levels and velocities were measured during each crossing with the use of a mounted real-time kinematic global positioning system (RTK GPS) and an acoustic Doppler current profiler (ADCP), respectively. The measurements were carried out between June 15, 2009, and August 25, 2009, so that most transects were surveyed at different phases on the neap-spring tidal cycle. Daily-averaged net discharges at Québec varied between 11,100 and 14,600 m³/s during that period. Details of the data acquisition and analyses have been provided by Matte et al. (2014b, c).

Data from both the extended tide gauge network and boat measurements were used to calibrate and validate the model presented herein, whereas they are used in Part II to further assess model performance based on its capability to reproduce tidal-fluvial processes in the SLFE.

2.2 LIDAR Campaign | Chiến dịch sử dụng LIDAR

A light detection and ranging (LIDAR) campaign was conducted during the summer of 2012 to collect topographic data in shallow areas. The topography of all intertidal zones within a 200-km reach of the St. Lawrence, extending from Islet-sur-Mer (rkm 30) to Trois-Rivières (rkm 231), was measured around low tide. The survey was carried out from June 16, 2012, to July 7, 2012. This time period was chosen after the spring freshet and at a time where aquatic plants are not at their peak in terms of density and coverage. A total of 8 days of measurements was necessary to cover the entire domain. The LIDAR system used during the campaign (Optech ALTM Gemini No. 07sen209; Teledyne Optech, Vaughan, ON, Canada) allowed a scanning frequency of 37 Hz, with an angle of 20°. Flight height was 1,350 m aboveground, yielding a scanning width of 877 m. Line spacing was 614 m, allowing a 30% overlap.

The low tide propagates landward at a speed of approximately 15-30 km/h, depending on channel depth, whereas the speed of the plane is approximately 10 times faster (i.e., 256 km/h). The propagation times and heights of low water also vary longitudinally, both over the neap-spring cycle and as a function of river discharge (Godin 1984; LeBlond 1979). Reliable information on the times of arrival of low water was thus essential to the planning of the LIDAR campaign for the measurement to be synchronized with the low tide. Tidal predictions from the ONE-D

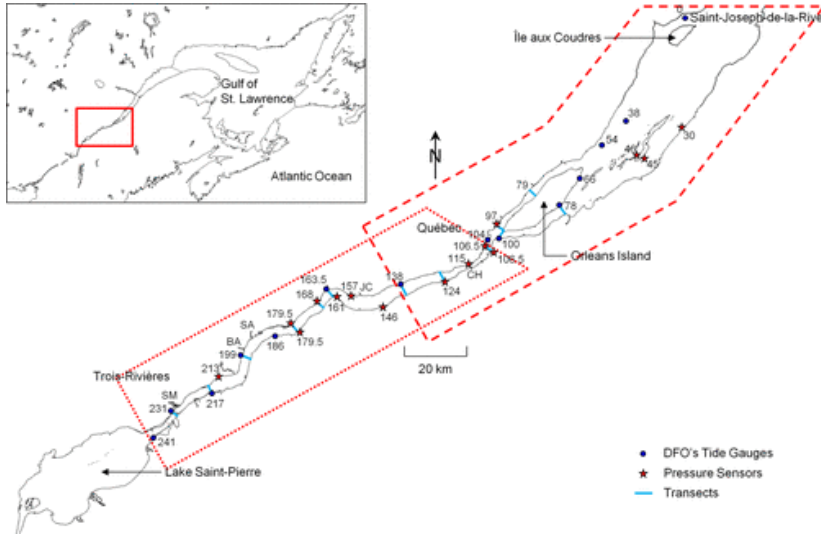
năm 2009 để đo mực nước và vận tốc dòng chảy (Matte và nnk. 2014b), nhằm hai mục tiêu: (1) ghi lại chế độ thủy động lực và nâng cao hiểu biết hiện tại về hệ thống, và (2) thu được số liệu cập nhật chi tiết giúp cho hiệu chỉnh và kiểm định mô hình thủy động lực.

Một bộ 15 đầu đo áp suất được cài đặt từ tháng 6 đến tháng 10/2009 để đo mực nước, bổ sung cho 14 trạm thủy triều sẵn có của Cục Ngư nghiệp Hải dương Canada (DFO) (Hình 1). Khảo sát bằng thuyền cũng được thực hiện suốt các chu kỳ bán nhật triều dọc theo 13 mặt cắt ngang rộng từ 1 đến 4 km của hệ thống SLFE, đại diện cho sự biến đổi dọc sông về đặc tính địa mạo cũng như thủy triều-dòng chảy sông. Tại mỗi mặt cắt, thuyền di chuyển tiến / lùi qua lại ngang sông, vuông góc với hướng dòng chảy chính. Mực nước và vận tốc được đo đạc tại mỗi lần chạy cắt ngang sông bằng hệ thống định vị toàn cộng đồng học thời gian thực (RTK GPS) và máy đo dòng chảy Doppler âm (ADCP) gắn với thuyền. Việc đo đạc được tiến hành từ 15/6/2009 đến 25/8/2009, nhờ vậy mỗi mặt cắt được khảo sát ở những pha khác nhau của một chu kỳ triều gồm cả triều kém lẫn triều cường. Lưu lượng ròng trung bình ngày tại Québec dao động từ 11.100 đến 14.600 m³/s trong thời kỳ đó. Chi tiết về công tác thu thập và phân tích số liệu được cung cấp bởi Matte và nnk. (2014b, c).

Số liệu từ mạng lưới trạm đo triều mở rộng cũng như đo bằng thuyền được dùng để hiệu chỉnh và kiểm định mô hình trong bài này, và được dùng trong Phần II để đánh giá sâu hơn về hiệu năng của mô hình dựa trên khả năng của nó trong việc tái lập các quá trình thủy triều và dòng sông của hệ thống SLFE.

Một chiến dịch LIDAR (công nghệ phát hiện và đo tầm xa bằng ánh sáng) được tiến hành từ hè năm 2012 nhằm thu thập số liệu địa hình ở các vùng nước nông. Địa hình của tất cả những bãi ngập triều trong phạm vi nhánh sông 200-km của dòng St. Lawrence, trải dài từ Islet-sur-Mer (rkm 30) tới Trois-Rivières (rkm 231), được đo đạc trong kỳ triều thấp. Khảo sát được tiến hành từ 16/6/2012 đến 7/7/2012. Thời kỳ này được lựa chọn sau đợt lũ tan băng mùa xuân và tại thời điểm khi thực vật thủy sinh không phải lúc đỉnh điểm sinh trưởng và che phủ. Đợt đo kéo dài tổng cộng 8 ngày đủ để bao quát toàn bộ khu vực. Hệ thống LIDAR được dùng trong chiến dịch (Optech ALTM Gemini No. 07sen209; Teledyne Optech, Vaughan, ON, Canada) cho phép quét tần số 37 Hz, với góc 20°. Tầm cao bay là 1.350 m trên mặt đất, cho ta bề rộng dải quét là 877 m. Khoảng cách giữa các đường quét là 614 m, đồng nghĩa với mức độ gối lên nhau 30%.

Chân triều lan truyền về phía đất liền với tốc độ khoảng 15-30 km/h, tùy theo độ sâu lòng dẫn, trong khi tốc độ bay nhanh hơn chừng 10 lần (256 km/h). Các tốc độ lan truyền và mực nước chân triều cũng biến đổi dọc cửa sông, cả theo chu kỳ triều cường-triều kém cũng như là hàm số phụ thuộc vào lưu lượng nước sông (Godin 1984; LeBlond 1979). Do đó rất cần thông tin đáng tin cậy về các thời điểm nước thấp xảy ra để lập kế hoạch chiến dịch khảo sát LIDAR sao cho kết quả đo đồng bộ với chân triều. Số liệu dự báo triều từ mô hình ONE-D cho cửa St. Lawrence



Hình 1: | Fig. 1. Map of the SLFE (Québec) showing locations of the DFO's tide gauges (dark-blue circles), pressure sensors (red stars), and measurement transects (light-blue lines) [Note: rkm are indicated for each station (see Table 3 for a list of station names); major tributaries are the St-Maurice (SM), Batiscan (BA), Sainte-Anne (SA), Jacques-Cartier (JC), and Chaudière (CH) rivers; the global simulation domain is partitioned into two overlapping domains, the upstream (dotted line) and downstream (dashed line) models] • Bản đồ hệ thống SLFE (Québec) thể hiện vị trí các trạm đo triều DFO (chấm tròn xanh sẫm), đầu đo áp suất (ngôi sao đỏ), và mặt cắt đo đặc (đường xanh nhạt) [Lưu ý: mỗi trạm đo đều thể hiện khoảng cách rkm (danh sách trạm đo được liệt kê ở Bảng 3); các nhập lưu lớn bao gồm sông St-Maurice (SM), Batiscan (BA), Sainte-Anne (SA), Jacques-Cartier (JC), và Chaudière (CH); miền mô phỏng lớn được chia thành hai miền con gối lên nhau: mô hình miền thượng lưu (đường chấm) và hạ lưu (đường đứt nét)].

model of the St. Lawrence (Lefaiivre et al. 2009) were used to determine the times of arrival of low water at different stations in the SLFE, under the discharge and tidal conditions prevailing during the period of the survey. The flight lines and time of the survey were determined according to these predictions. Therefore, the extent of dry areas covered was highly dependent on the prediction accuracy of the model and the concordance between the planned and executed flight lines.

Because of the very energetic tidal environment, measurements taken slightly before or after low tide represent a significant loss in the dry areas surveyed. A vertical tolerance of 20 cm around the low tide was considered in the delimitation of zones of measurement. At stations of moderate to strong tidal range (i.e., between Grondines and Saint-François), this tolerance was respected for time intervals from 20 min before low tide to 10 min after low tide (the rising tide being more abrupt than the falling tide). This gave the operator some latitude in the determination of flight lines and times. The flight lines were delineated in such a way as to cover the entire area from the chart datum elevation in the river to the bank limit inland, based on the approximate limit of a 1,000-yr recurrence flood. The limits were further extended by 500 m inside the major tributaries. During measurements, the flight lines were executed in a predetermined order, from the channel to the bank, to ensure that the most critical areas (intertidal zone, shoals, etc.) were surveyed as close as possible to the low tide.

(Lefaiivre et al. 2009) được dùng để xác định thời điểm chân triều cho nhiều trạm đo trên hệ thống SLFE, trong điều kiện dòng chảy sông và thủy triều chi phối suốt đợt khảo sát. Đường bay và thời điểm khảo sát được xác định dựa theo các dự đoán này. Do vậy, phạm vi vùng đất khô được đo đạc thì phụ thuộc nhiều vào độ chính xác của mô hình cũng như sự phù hợp giữa các đường bay dự kiến và thực tế.

Do môi trường cửa sông vùng triều dồi dào năng lượng, nên đo đạc tide hành ngay trước hoặc ngay sau mực nước chân triều sẽ thể hiện thiếu hụt đáng kể diện tích đất nổi được khảo sát. Dung sai theo phương đứng được lấy bằng 20 cm so với mực nước chân triều khi khoan vùng khảo sát. Tại những trạm đo độ lớn triều từ mức trung bình đến lớn (nghĩa là giữa Grondines và Saint-François), dung sai này được tính cho các thời khoảng từ 20 phút trước chân triều đến 10 phút sau chân triều (triều dâng có cường suất lớn hơn triều rút). Bằng cách này giúp cho người điều khiển thêm sự lựa chọn tuyến bay và thời gian bay. Các tuyến bay được vạch ra sao cho bao phủ được toàn bộ khu vực từ cao trình mốc chuẩn trên sông đến giới hạn bờ sông phần đất liền, dựa trên vị trí xấp xỉ của vết lũ có chu kỳ lặp lại 1000 năm. Các giới hạn này được mở rộng thêm 50 m ở bên trong những phụ lưu quan trọng. Trong suốt quá trình đo, các tuyến bay được thực hiện theo thứ tự định trước, từ lòng sông đến bờ sông, để đảm bảo rằng hầu hết những khu vực then chốt (vùng bãi triều, cồn ngầm, v.v.) được khảo sát một cách sát nhất với mực nước chân triều.

3 Model Setup | Thiết lập mô hình

3.1 Simulation Domain and Boundaries | Miền mô phỏng và các biên

The simulation domain of the SLFE model extends beyond the actual limits of the freshwater estuary, typically

Miền mô phỏng của mô hình SLFE mở rộng vượt ngoài phạm vi thực tế của cửa sông nước ngọt, thường được xác

defined from the exit of Lake Saint-Pierre to the eastern tip of Orleans Island (Fig. 1). The downstream boundary is, in fact, located in the estuarine transition zone of the St. Lawrence Estuary (Simons et al. 2010). It is positioned along a 15-km-wide cotidal line of constant phase, a few kilometers downstream from the nearest tide gauge, located on the north shore at Saint-Joseph-dela-Rive (rkm 0). This station is the closest permanent tide gauge to the east of Orleans Island, past Saint-François (rkm 66). It was chosen as the downstream boundary, far enough from Orleans Island to allow exchanges between the north and south arms to occur freely. Because of the section width and the absence of a tide station on the south shore of the boundary, water-level distribution across the section was determined by assimilation, using differences between observed and modeled water levels at nearby stations to orient changes in the imposed water levels (discussed further under Assimilation).

The upstream boundary is positioned in alignment with the Port Saint-François tide station (rkm 241), at the exit of Lake Saint-Pierre (i.e., the upstream limit of the SLFE). Measured water levels, rather than estimated tidal discharges, were specified at the boundary to ensure accurate results because a tide of 20-30 cm in range still subsists at the exit of Lake Saint-Pierre. To actually impose the freshwater discharge would require extending the model beyond the head of the tide, to the closest station where continuous discharge measurements are taken (Lasalle station, more than 100 rkm upstream). Although work is currently under way to connect the present model with the upstream 2D operational model (Morin and Champoux 2006), the current focus is on the SLFE reach.

Major tributaries were included in the model to allow water to be cyclically stored and evacuated as a function of the tide: the Saint-Maurice (SM), Batiscan (BA), Sainte-Anne (SA), Jacques-Cartier (JC), and Chaudière (CH) rivers (Fig. 1). The boundaries were positioned at upstream locations removed from tidal influence for the imposition of daily-averaged discharges uninfluenced by the tide. The latter were reconstructed by adding the discharge measured at an upstream station to the estimated lateral inflow, consisting of surface water runoff and groundwater inflow. Because virtually no data are available for groundwater inflow, only surface water runoff was considered and was approximated based on gauged areas. For ungauged areas, the inflow was estimated from the runoff coefficient of an adjoining gauged area. Relations for each tributary to the St. Lawrence were developed by Morse (1990) and adapted by Bouchard and Morin (2000).

The global simulation domain was partitioned into two smaller overlapping domains, each sharing the same grid configuration and data as the global model (Fig. 1). This separation was necessary to dissociate the calibration process from the assimilation process. Hence, calibration in the upstream model was performed on a reduced domain extending from Port Saint-François (rkm 241) to Québec (rkm 106.5), where water-level conditions are defined at the boundaries from tide gauge data. The downstream model was calibrated on a reduced domain extending from Neuville (rkm 138) to Saint-Joseph-dela-Rive (rkm 0), where

định từ cửa ra của Hồ Saint-Pierre đến mũi phía Đông của Đảo Orleans (Hình 1). Biên hạ lưu thực tế ở vùng chuyển tiếp cửa sông St. Lawrence (Simons và nnk. 2010). Nó được định vị dọc theo một đường đẳng triều chạy dài 15 km nối liền các điểm cùng pha thủy triều, cách xa vài km về phía hạ lưu của trạm triều gần nhất nằm tại bờ Bắc Saint-Joseph-dela-Rive (rkm 0). Trạm này là trạm đo thường xuyên gần nhất với bờ Đông của Đảo Orleans, chạy qua Saint-François (rkm 66). Nó được chọn làm biên hạ lưu, đủ xa Đảo Orleans để cho phép quá trình trao đổi giữa hai nhánh phía Bắc và phía Nam được xảy ra tự do. Vì bề rộng đoạn biên này hạn chế và không có trạm đo triều ở bờ Nam của biên, nên phân bố mực nước dọc đoạn này được chọn bằng cách đồng hoá dữ liệu, sử dụng độ chênh lệch giữa các mực nước thực đo và mô phỏng tại các trạm gần đó để định hướng thay đổi cho mực nước (sẽ được bàn đến trong Mục Đồng hoá dữ liệu).

Biên thượng lưu được đặt trùng với vị trí trạm đo triều Port Saint-François (rkm 241), tại cửa ra của Hồ Saint-Pierre (tức là giới hạn thượng lưu của hệ SLFE). Các mực nước thực đo, chứ không phải lưu lượng triều tính toán, được chỉ định tại biên này để đảm bảo kết quả chính xác vì vẫn tồn tại một độ lớn triều 20-30 cm xuất hiện ở cửa ra Hồ Saint-Pierre. Để thực sự đặt được biên lưu lượng dòng nước ngọt thì sẽ cần phải kéo dài phạm vi mô hình vượt khỏi giới hạn ảnh hưởng triều, lên tới trạm gần nhất có đo lưu lượng liên tục (trạm Lasalle, cách hơn 100 rkm về thượng lưu). Dù đang có nghiên cứu kết nối hiện tại với mô hình vận hành 2 chiều thượng lưu (Morin và Champoux 2006), mục tiêu hiện thời vẫn là nhánh SLFE.

Các nhập lưu chính được bao gồm trong mô hình để cho phép nước được giữ và tháo một cách tuần hoàn phụ thuộc vào con triều: các sông Saint-Maurice (SM), Batiscan (BA), Sainte-Anne (SA), Jacques-Cartier (JC), và Chaudière (CH) (Hình 1). Các biên được đặt ở vị trí thượng lưu tránh khỏi ảnh hưởng thủy triều để cho việc áp đặt lưu lượng trung bình ngày không bị ảnh hưởng bởi con triều. Việc áp giá trị này được thực hiện bằng cách cộng thêm lưu lượng thực đo trạm thượng lưu vào lưu lượng nhập lưu ước tính; lượng nhập lưu này gồm dòng chảy mặt và dòng chảy ngầm. Vì gần như không có số liệu dòng chảy ngầm nên chỉ có dòng chảy mặt được xét đến và được xấp xỉ dựa trên các khu vực được đo đạc. Với những khu vực không được đo đạc, nhập lưu được tính từ hệ số dòng chảy mặt của các khu vực được đo lân cận. Mối liên hệ giữa từng nhánh sông với dòng St. Lawrence được thiết lập bởi Morse (1990) và điều chỉnh bởi Bouchard và Morin (2000).

Miền mô phỏng lớn được chia thành hai miền nhỏ hơn có một phần gối lên nhau, mỗi miền nhỏ chia sẻ kích thước lưới và dữ liệu như miền lớn (Hình 1). Việc phân tách này là cần thiết để gỡ bỏ mối liên hệ giữa quá trình hiệu chỉnh và đồng hoá. Vì vậy, việc hiệu chỉnh mô hình thượng lưu được thực hiện đối với một miền thu hẹp trải dài từ Port Saint-François (rkm 241) đến Québec (rkm 106.5), nơi các điều kiện mực nước được xác định tại biên từ số liệu trạm đo triều. Mô hình hạ lưu được hiệu chỉnh trên một miền thu hẹp từ Neuville (rkm 138) đến Saint-Joseph-dela-Rive (rkm 0), tại đó tiến hành đồng hoá điều kiện biên hạ lưu để xác định phân bố mực nước tối ưu. Một khi hai mô

assimilation of the downstream boundary conditions was carried out to determine the optimal water-level distribution. Once the two submodels were calibrated and assimilated, simulations were performed using the global domain for validation.

3.2 Numerical Terrain Model | Mô hình số địa hình

Development of the numerical terrain model (NTM) was made using MODELEUR software, a geographic information system (GIS) adapted to fluvial hydrodynamics (Secretan and Leclerc 1998; Secretan et al. 2001). The NTM is horizontally positioned in a Universal Transverse Mercator (UTM) projection in the NAD83 geodetic reference system. The vertical datum is CGVD28. The different components composing the NTM are described in the following sections.

3.2.1 Topography | Địa hình

The main explanatory factor of the hydrodynamics is the topography, which includes channel bathymetry, floodplains, and engineering structures. Vertical accuracy of a few centimeters can be achieved in shallow-water coastal environments with today's high-resolution multibeam echosoundings, coupled with high-accuracy kinematic GPS positioning (Ernstsen et al. 2006). In the St. Lawrence, new bathymetric soundings are routinely made in the navigational channel, but several regions outside the channel were only surveyed decades ago, and shallow regions are generally not covered. Not only measurement precision may vary in time as the technology improves, but morphological changes may have occurred since the surveys were conducted. Significant offsets may also appear as a result of inaccuracies in the local chart datum, typically derived from tide measurements at fixed stations not necessarily representative of the spatial variations in tidal amplitude, particularly as the estuary width increases. Therefore, quantifying these errors is difficult; they can be as high as 1 m, especially if century-old data are included (Burningham and French 2011). Data density and associated errors are therefore a function of the year of acquisition and location. Approximately 42 million bathymetric data points were obtained from the Canadian Hydrographic Service (CHS). They were reduced from chart datum to CGVD28 using a kriging grid based on known conversions at the tide gauges.

To complete the topography in shallow areas, data from the LIDAR campaign were used. Water lines were identified from the data and used to separate points on the water from those on the ground. Data were validated with supplementary LIDAR and bathymetric data sets in overlapping regions. The accuracy of LIDAR data is of the order of 15 cm on average but can vary as a function of land cover [e.g., Schmid et al. (2011)]. In all, 420 million LIDAR data points were integrated to the NTM.

As for the tributaries, the geometry of the river shores was extracted using geospatial data from Natural Resources Canada's GeoBase website (<http://www.geobase.ca/>). Because of the lack of data, their bathymetry was represented by a regularly shaped trapezoidal channel of constant slope

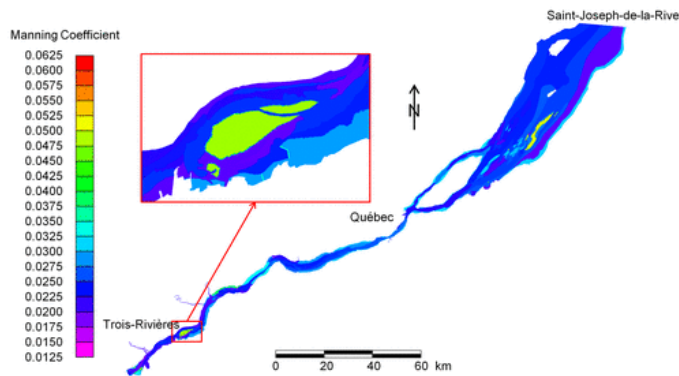
hình được hiệu chỉnh và đồng hoá, việc mô phỏng được tiến hành trên miền lớn để kiểm định.

Việc phát triển mô hình địa hình số (NTM) được thực hiện bằng phần mềm MODELEUR, một hệ thống thông tin địa lý (GIS) điều chỉnh cho động lực học sông ngòi (Secretan và Leclerc 1998; Secretan và nnk. 2001). NTM được đặt nằm ngang trên phép chiếu Mercator toàn cầu (UTM) trong hệ quy chiếu trắc địa NAD83. Mục chuẩn cao độ là CGVD28. Các thành phần khác nhau tạo nên NTM được mô tả trong những mục tiếp sau.

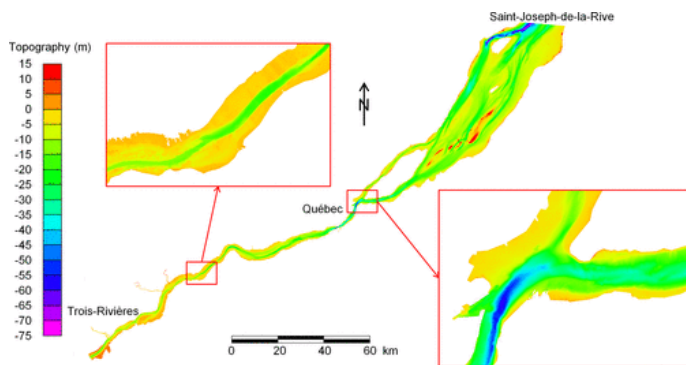
Yếu tố giải thích chính của chế độ thủy động lực là địa hình, vốn bao gồm địa hình lòng dẫn, đồng bằng lũ, và những công trình chỉnh trị. Ngày nay, ta có thể đạt được độ chính xác đến vài cm ở các vùng nước nông ven bờ bằng những máy hồi âm đo sâu đa chùm tia với độ phân giải cao, kết hợp cùng định vị GPS động học đạt độ chính xác cao (Ernstsen và nnk. 2006). Ở sông St. Lawrence, việc đo hồi âm địa hình được tiến hành định kỳ trong tuyến luồng giao thông, nhưng vài vùng bên ngoài tuyến luồng chỉ được khảo sát tận vài thập niên trước, và những chỗ nông thường không được khảo sát tới. Không chỉ độ chuẩn xác đo đạc sẽ khác đi theo thời gian do tiến bộ công nghệ, mà biến đổi địa mạo có thể xảy ra từ khi đo. Sự chênh lệch đáng kể còn có thể xảy ra do những sai số bởi mốc cao độ địa phương, điển hình là số liệu mực nước triều tại các trạm đo cố định không nhất thiết đại diện cho những biến đổi về biên độ triều trong không gian, đặc biệt là trong trường hợp bề rộng cửa sông tăng lên. Do vậy, việc lượng hoá những sai số này rất khó; chúng có thể lên tới 1 m, đặc biệt là khi bao gồm các số liệu cũ hàng thế kỷ (Burningham và French 2011). Mật độ dữ liệu và sai số tương ứng do vậy sẽ là hàm số theo năm thu thập và vị trí. Có khoảng 42 triệu điểm số liệu được thu thập từ Cục Đo đạc Thủy văn Canada (CHS). Chúng được chuyển từ mốc cao độ hải đồ về CGVD28 bằng cách dùng lưới kriging dựa trên các hệ số chuyển đổi đã biết tại các trạm đo triều.

Để hoàn thành địa hình cho vùng nước nông, dữ liệu đo đạc LIDAR được dùng đến. Các đường mép nước được nhận diện từ dữ liệu và dùng để phân tách nhóm điểm nằm dưới nước khỏi các điểm trên cạn. Số liệu được kiểm định với các bộ số liệu địa hình và LIDAR phụ trợ của các vùng kề cận. Độ chính xác của số liệu LIDAR là vào khoảng 15 cm tính trung bình nhưng có thể biến đổi như một hàm số phụ thuộc vào độ bao phủ đất [chẳng hạn, xem Schmid và nnk. (2011)]. Tổng cộng có 420 triệu điểm số liệu LIDAR được tích hợp vào NTM.

Đối với các sông nhánh, dạng hình học của bờ sông được trích xuất từ dữ liệu địa không gian ở trang web GeoBase thuộc Bộ tài nguyên Canada (<http://www.geobase.ca/>). Do thiếu dữ liệu, địa hình của chúng được biểu diễn bởi một lòng dẫn hình thang có độ dốc mái bên không đổi cùng



Hình 3: | Fig. 3. (Color) Manning coefficients in the SLFE, based on substrate composition and macrophyte distribution, with a zoom-in on Gentilly shoal (Bécancour) • Hệ số Manning của SLFE, dựa trên thành phần đáy sông và phân bố thực vật, với hình phóng to bãi ngầm Gentilly (Bécancour).



Hình 2: | Fig. 2. (Color) Topography of the SLFE as projected on the finite-element mesh, with zoom-ins at Grondines and at the junction of Orleans Island • Địa hình SLFE phóng lên lưới phần tử hữu hạn, có phóng to ở Grondines và ngã ba sông tại Đảo Orleans.

and variable depth and width. Channel depth was determined by calculating the depth needed to discharge the average river flow at an approximate mean velocity of 1 m/s, given the local width of the river.

Engineering structures, such as bridge pillars, piers, marinas, and ports, were also included in the NTM. A free-slip condition was used along vertical walls, but most lateral boundaries are mobile and controlled by the drying-wetting component. The topography as described by the SLFE model is presented in Fig. 2.

3.2.2 Friction | Ma sát

Information on bottom substrate and macrophytes was added to the NTM for friction description. Substratum composition was defined for homogeneous regions based on 6,400 substratum observation points obtained from the CHS. They were converted into Manning coefficients following Morin et al. (2000a). Friction resulting from macrophytes was included as an additional layer in regions where aquatic plants are observed during summer. Friction coefficients were adjusted during calibration, within the range of values provided by Morin et al. (2000b). Finally, a constant friction coefficient was used inside the tributaries. The distribution map of Manning coefficients used in the SLFE during the calibration period is shown in Fig. 3. They range from 0.0125 to 0.0625, the highest values accounting for very rough floodplain elements (e.g., trees). Surface friction by wind or ice was set to 0.

3.2.3 Finite-Element Mesh | Lưới phần tử hữu hạn

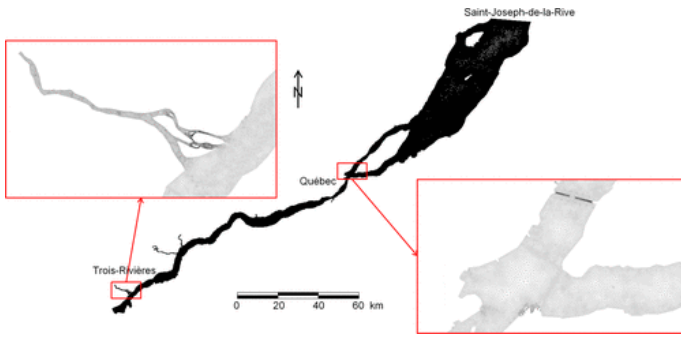
Both topography and friction data were assembled onto a computing grid, in this case, a 2D finite-element mesh composed of triangular P1-P1isoP2 elements of continu-

với chiều sâu và bề rộng biến đổi. Chiều sâu lòng dẫn được xác định qua phép tính độ sâu nước cần để thoát được lưu lượng trung bình với lưu tốc bình quân bằng 1 m/s, ứng với bề rộng của dòng sông tại vị trí đó.

Các công trình chỉnh trị như trụ cầu, cầu tàu, cảng duy thuyền, và bến cảng hàng hoá đều được bao gồm trong NTM. Điều kiện biên trượt tự do được dùng dọc theo bờ tường thẳng đứng, nhưng hầu hết các biên nang đều di động và được kiểm soát bằng thành phần khô-ướt. Địa hình của mô hình SLFE được trình bày trên Hình 2.

Thông tin về lớp nền đáy cùng thực vật được bổ sung vào mô hình NTM để biểu thị ma sát. Thành phần nền đáy được định nghĩa cho các miền đồng nhất dựa trên hơn 6.400 điểm quan sát lớp nền dựa theo CHS. Chúng được chuyển đổi về hệ số Manning theo Morin và nnk. (2000a). Ma sát do thực vật được kèm theo dưới dạng một lớp bổ sung ở những nơi quan sát thấy thực vật thủy sinh vào mùa hè. Các hệ số ma sát được điều chỉnh ở quá trình hiệu chỉnh, nằm trong khoảng các trị số cung cấp bởi Morin và nnk. (2000b). Sau cùng, một hệ số ma sát không đổi được sử dụng bên trong các nhánh sông. Bản đồ phân bố hệ số Manning dùng cho hệ thống SLFE suốt thời đoạn hiệu chỉnh như trên Hình 3. Hệ số biến đổi từ 0.0125 đến 0.0625, các giá trị cao nhất xét đến các phần tử rất nhám trên đồng bằng lũ (như cây cối). Ma sát bề mặt bởi gió hoặc băng được đặt bằng 0.

Cả số liệu địa hình lẫn ma sát được gắn lên một lưới tính toán, trong trường hợp này là lưới phần tử hữu hạn 2 chiều chứa các phần tử tam giác P1-P1isoP2 có tính liên



Hình 4: | Fig. 4. (Color) Finite-element mesh of the SLFE, with zoom-ins in the Saint-Maurice River and at the junction of Orleans Island • Lưới phần tử hữu hạn của SLFE, có phóng to sông Saint-Maurice và ngã ba sông tại Đảo Orleans.

ity C0 (Heniche et al. 2000). The mesh for the global model forms a triangular irregular network composed of 1,347,515 nodes and 662,934 elements. The calibration and assimilation domains include 585,798 and 849,480 nodes, and 286,300 and 419,318 elements, respectively. The mesh was built following the river morphology in such a way as to reduce errors in regions of strong variability and to represent the terrain adequately. Hence, average grid resolution is 50 m, with refinements down to ~ 1 m near engineering structures (e.g., bridge pillars, piers) and over regions of complex topography (e.g., steep bathymetry, narrow channels), as evidenced by the bathymetric data. These refinements are localized (i.e., in the near surroundings of strong topographic variations) and are meant to capture the effects of these topographic elements on large-scale processes, such as tidal propagation and lateral exchanges between the shallow intertidal areas and the main channel. This also allows for calibrating and validating the model with a similar level of detail as provided by the available hydrodynamic data (Matte et al. 2014b, 2017). An even higher spatial resolution would be necessary, however, with an accordingly increasing computational cost, to capture finer structures of the flow propagating away from their originating point; this was not the objective here. The finite-element mesh is shown in Fig. 4.

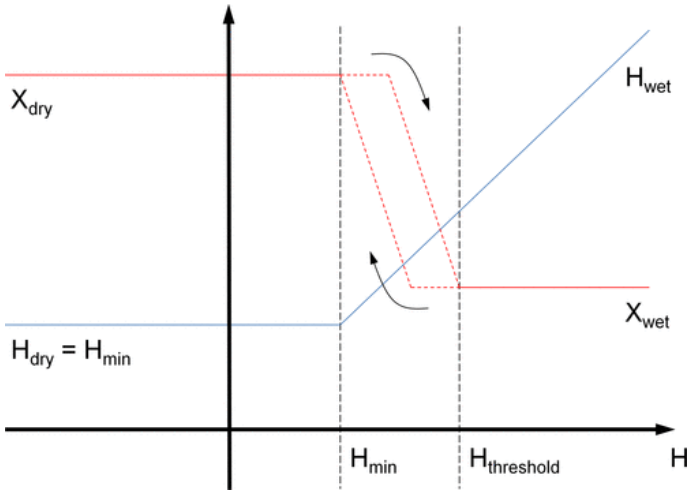
3.3 Hydrodynamic Model | Mô hình thủy động lực

Hydrodynamic simulations were performed using H2D2, which allows for robust, distributed, and shared-memory computing for large systems and time-dependent problems. It solves the 2D depth-integrated Navier-Stokes equations over a finite-element discretized domain, with special treatment of drying-wetting areas. The shallow-water model, as implemented in H2D2, is based on the assumptions of incompressibility, hydrostatic pressure, and stable riverbed [for a derivation of the shallow-water equations, see, e.g., Dronkers (1964) and Bois (2000)]. The weak variational formulation and finite-element discretization have been detailed by Heniche et al. (2000) and Dhatt et al. (2005). A brief summary of the model equations is provided in the Appendix. Further details on the various modules of H2D2 can be found online (<http://www.gre-ehn.ete.inrs.ca/H2D2>). Descriptions of the drying-wetting model, temporal scheme, and application to the SLFE are presented in the following sections.

3.3.1 Drying-Wetting Model | Mô hình khô-ướt

tục C0 (Heniche và nnk. 2000). Lưới cho mô hình tổng thể tạo nên một mạng tam giác không đều đặn chứa 1.347.515 nút và 662.934 phần tử. Các miền hiệu chỉnh và đồng hoá lần lượt bao gồm 585.798 và 849.480 nút, cùng 286.300 và 419.318 phần tử. Lưới được dựng nên đi theo hình thái dòng sông sao cho giảm bớt sai số trong những vùng có sự biến đổi mạnh và để đủ biểu diễn địa hình. Vì vậy, độ phân giải ô lưới trung bình là 50 m, được làm mịn xuống đến ~ 1 m gần những công trình (như trụ cầu, cầu tàu) và trên những vùng địa hình phức tạp (như đáy sông dốc, lòng sông hẹp), như thấy rõ trên số liệu địa hình đáy. Việc làm mịn này có tính cục bộ (nghĩa là lân cận các chỗ có địa hình biến đổi mạnh) và nhằm nắm bắt được ảnh hưởng của những yếu tố địa hình này đối với các quá trình quy mô lớn như sự lan truyền thủy triều và trao đổi hướng ngang giữa các khu bãi triều và lòng chính. Điều này cũng cho phép hiệu chỉnh và kiểm định mô hình với mức độ chi tiết tương tự như số liệu thủy động lực hiện cung cấp (Matte và nnk. 2014b, 2017). Tuy nhiên vẫn cần một độ phân giải không gian cao hơn nữa, kèm theo đó là chi phí tính toán tăng lên tương ứng, để nắm bắt được cấu trúc mịn hơn của dòng chảy lan truyền đi xa điểm xuất phát; song đây không phải là mục tiêu nghiên cứu. Lưới phần tử hữu hạn được thể hiện trên Hình 4.

Mô phỏng thủy động lực được thực hiện bằng H2D2, công cụ mạnh cho phép tính toán phân bố với bộ nhớ được chia sẻ, cho các hệ thống lớn và bài toán diễn biến theo thời gian. Mô hình này giải hệ phương trình Navier-Stokes 2 chiều tích phân độ sâu trên một miền được rời rạc hoá thành phần tử hữu hạn, với cách xử lý đặc biệt cho những điểm khô-ướt. Mô hình nước nông, như thực hiện trong H2D2, được dựa trên giả thiết chất lỏng không nén, áp suất thủy tĩnh và lòng sông ổn định [cách xây dựng hệ phương trình nước nông có thể xem ở Dronkers (1964) và Bois (2000)]. Dạng thiết lập ‘yếu’ và rời rạc hoá phần tử hữu hạn được chi tiết bởi Heniche và nnk. (2000), Dhatt và nnk. (2005). Một tóm tắt ngắn gọn về các phương trình của mô hình được nêu trong Phụ lục. Các chi tiết sâu hơn về những mô đun khác nhau trong H2D2 có thể xem trực tuyến (<http://www.gre-ehn.ete.inrs.ca/H2D2>). Phần mô tả mô hình khô-ướt, lược đồ thời gian cũng như ứng dụng cho hệ SLFE được trình bày ở các mục tiếp theo.



Hình 5: | Fig. 5. (Color) Schematization of the drying-wetting model [Note: H is the water depth (blue), and X is an arbitrary parameter (e.g., Manning's n) (red); positive and negative depths are identified as wet and dry, respectively; the arrows show the hysteresis loop made in the transitory depth zone delimited by H_{min} và $H_{threshold}$] • Sơ đồ mô hình khô-ướt [Lưu ý: H là độ sâu nước (xanh) còn X là một tham số tùy ý (như hệ số nhám Manning n) (đỏ); các độ sâu dương và âm được nhận biết tương ứng với ướt và khô; mũi tên chỉ vòng 'từ trễ' thực hiện ở vùng độ sâu chuyển tiếp giới hạn bởi H_{min} và $H_{threshold}$].

A Eulerian approach is used for the treatment of drying-wetting areas (Heniche et al. 2000), in which the water level can plunge under the bed level and generate both positive (i.e., wet) and negative (i.e., dry) water depths. The effective depth in the dry area is, however, limited to a minimum depth H_{min} (Fig. 5), allowing only a thin layer of water to subsist that mimics a groundwater flow. With the goal being to freeze the flow in the dry area, for mass to be conserved, the Manning coefficient n is drastically increased ($n \sim 0.5$), whereas in the wet area, it is set in accordance with local flow properties. Increased viscosity is also imposed in the dry area to reduce to a minimum the contribution of velocities to momentum conservation. Moreover, a Darcy viscosity (via the hydraulic conductivity δ) is added to further smooth the free surface in dry areas (Appendix). In general, to ensure a smoother transition, changes in the parameters between the wet and dry areas are made over a certain distance, delimited by the position of H_{min} and $H_{threshold}$ (Fig. 5). Within this transitory depth zone, all the parameters (e.g., Manning's n) vary linearly from their wet value to their dry value. Furthermore, this transition follows a hysteresis loop, identified by the dashed lines in Fig. 5, so that the passage of a node from the wet to the dry state is made differently than inversely. This feature is meant to reduce the rigidity of the system in allowing faster convergences.

3.3.2 Resolution | Độ phân giải

The discretized shallow-water equations are integrated in time using an implicit Euler time scheme. The resulting nonlinear algebraic system is solved by Newton-Raphson iterations (Dhatt et al. 2005). A spin-up of approximately one tidal cycle (12h25) is needed to dissipate the effects of initial conditions and to propagate the tidal wave from one end of the domain to the other [average propagation time from Saint-Joseph-de-la-Rive (rkm 0) to Port Saint-François (rkm 241) is ~ 8 h]. This rather short spin-up time is consistent with the type of boundary conditions used. Because the model is forced by water levels at both upstream and downstream boundaries, the low-frequency (fortnightly) tide, whose amplitude exceeds that of the semidiurnal tide upstream, is directly prescribed at the boundaries so that the effects of initialization are rapidly

Một cách tiếp cận Euler được dùng để giải quyết các điểm khô-ướt (Heniche và nnk. 2000), tại đó mực nước có thể hạ thấp dưới mặt đáy và tạo nên cả độ sâu dương (nghĩa là ướt) cũng như âm (tức là khô). Tuy vậy, độ sâu hiệu quả trong vùng khô sẽ bị giới hạn đến một độ sâu tối thiểu H_{min} (Hình 5), điều này cho phép chỉ một lớp nước mỏng được duy trì để mô phỏng một dòng nước ngầm. Với mục tiêu làm ngưng dòng chảy ở vùng khô, để bảo toàn khối lượng, thì hệ số Manning n được tăng lên rất lớn ($n \sim 0.5$), còn ở vùng ướt, nó được gán theo đặc tính dòng chảy tại chỗ. Ở vùng khô, độ nhớt cũng được tăng lên để giảm thiểu tác động của vận tốc đối với bảo toàn động lượng. Hơn nữa, một độ nhớt Darcy (thông qua độ dẫn thủy lực δ) được bổ sung để làm trơn mặt nước ở các vùng khô (Phụ lục). Nhìn chung, để đảm bảo có được sự chuyển tiếp trơn thì đã thực hiện thay đổi các tham số giữa điểm khô và ướt trên một khoảng cách nhất định, được phân cách bởi vị trí của H_{min} và $H_{threshold}$ (Hình 5). Bên trong vùng độ sâu chuyển tiếp này, tất cả các tham số (như hệ số Manning's n) biến đổi tuyến tính từ trị số ướt tới trị số khô. Hơn nữa, sự chuyển tiếp này còn theo một vòng dạng 'từ trễ', chỉ ra bởi đường gạch đứt trên Hình 5, sao cho tại mỗi nút việc chuyển từ trạng thái ướt sang khô sẽ khác đi so với quá trình ngược lại. Đặc điểm này là nhằm giảm sự cứng nhắc của hệ thống để cho phép hội tụ nhanh hơn.

Các phương trình nước nông đã rời rạc hoá được lấy tích phân theo thời gian bằng cách dùng lược đồ Euler ẩn. Hệ phương trình đại số phi tuyến thu được sẽ giải bằng phép lặp Newton-Raphson (Dhatt và nnk. 2005). Cần có một giai đoạn chạy đà dài bằng khoảng một chu kỳ triều (12h25) để làm tiêu tan các hiệu ứng gây bởi điều kiện đầu và để sóng triều truyền từ đầu này sang đầu kia miền tính toán [thời gian truyền trung bình từ Saint-Joseph-de-la-Rive (rkm 0) đến Port Saint-François (rkm 241) là ~ 8 h]. Thời gian chạy đà tương đối ngắn này thống nhất với loại điều kiện biên được sử dụng. Vì mô hình được kích hoạt bởi các mực nước ở hai biên thượng lưu và hạ lưu nên thành phần triều tần số thấp (triều 2 tuần) mà biên độ của nó cao hơn triều bán nhật ở thượng nguồn, sẽ được chỉ định trực tiếp tại biên để cho các hiệu ứng khởi tạo nhanh

dissipated. Extending the model beyond the head of the tide and specifying discharge at the upstream boundary would, however, require a much longer spin-up time ($\sim 1-2$ weeks) for the fortnightly tide to reach equilibrium.

Implicit temporal schemes do not constrain the time-step size. Simulations are thus run at a 5-min nominal time step, with a time-step halving algorithm in case of nonconvergence. This time-step size is fine enough to accurately represent the tidal dynamics of the SLFE but also acts as a temporal filter for small-scale processes by smoothing any motion whose frequency is higher than that prescribed by the time step. Numerical experiments using explicit, semi-implicit, and implicit time integration schemes, with time steps varying between 1 and 300 s, were made (not presented) to assess the impact of the chosen spatial and temporal resolutions. Sensitivity analyses were also conducted to adjust turbulent and numerical viscosities through the mixing length and Peclet number, respectively (Appendix), within their limit of stability and/or applicability. Values between 0.01 and 1 for the mixing length coefficient and between 1 and 5 for the Peclet number were tested. Overall, velocity fields were minimally sensitive to these changes when compared with the reference simulation (5-min time step, mixing length coefficient of 1, Peclet number equal to 1). This is consistent with the fact that refinements in the mesh are very localized and do not allow small-scale structures to develop and propagate, even at low viscosity. Only larger-scale structures are observed, which remain unaffected by a reduction of the time step.

Using a relatively large time step is also consistent with the hydrostatic assumption of the 2D shallow-water model, by low-pass filtering of small-scale, and hence non-hydrostatic, flow features. Smaller intratidal transverse flow structures caused by channel curvature (e.g., at Portneuf; rkm 163.5), rapidly varying bottom slopes (e.g., at Deschambault; rkm 168), and channel bifurcation (e.g., at the junction of Orleans Island; see Fig. 1) can lead to stronger nonhydrostatic effects. However, the effect of nonhydrostatic pressure on the large-scale hydrodynamics (i.e., tidal variations of water levels and depth-averaged velocities) is negligible, as demonstrated by Wang et al. (2009).

3.4 Calibration | Hiệu chỉnh

Calibration was conducted for two 15-day simulation periods starting on 14 June 2009 00:00:00 EDT and 19 August 2009 00:00:00 EDT, respectively, corresponding to the periods of transect surveys. The run time for the two simulations was approximately 40 and 31 wall-clock days, respectively, on two AMD (Sunnyvale, California) Opteron 2384 (four cores, 2.7 GHz) processors with 16 GB of memory.

Calibration consisted of model adjustments to reduce errors associated with (1) topography, (2) substrate, and (3) friction. In rivers, topography is the primary factor controlling the hydrodynamics. Bathymetric uncertainties are often neglected in the calibration and validation of hydrodynamic models, but their effect on the computed velocity field can be significant (Cea and French 2012), especially over intertidal flats (Wang et al. 2009). Large un-

chóng bị tiêu tan. Dù vậy, việc kéo dài mô hình vượt quá đầu con triều và chỉ định lưu lượng tại biên thượng lưu sẽ yêu cầu thời gian chạy dài lâu hơn nhiều ($\sim 1-2$ tuần) cho con triều 2 tuần để đạt đến trạng thái cân bằng.

Các sơ đồ thời gian ẩn không bó buộc độ dài bước thời gian. Do vậy, các mô phỏng được chạy ở bước thời gian danh nghĩa là 5 phút, với một thuật toán phân đôi bước thời gian trong trường hợp không hội tụ. Bước thời gian này đủ mịn để diễn tả chính xác động lực triều của hệ SLFE nhưng cũng đóng vai trò bộ lọc thời gian cho các quá trình quy mô nhỏ qua việc làm trơn bất kỳ chuyển động nào có tần số cao hơn tần số được ấn định bởi bước thời gian. Những thí nghiệm số có dùng các sơ đồ tích phân hiện, bán ẩn và ẩn, với bước thời gian biến đổi từ 1 đến 300 giây, đã được thực hiện (không trình bày ở đây) để đánh giá ảnh hưởng của những độ phân giải không gian và thời gian đã chọn. Cũng đã tiến hành phân tích độ nhạy để điều chỉnh các độ nhớt rối và độ nhớt số thông qua lần lượt chiều dài hoà trộn và số Peclet (xem Phụ lục), trong phạm vi ổn định và khả năng áp dụng của chúng. Đã kiểm tra các hệ số chiều dài trong phạm vi từ 0,01 đến 1 và số Peclet từ 1 đến 5. Nhìn chung, các trường vận tốc rất ít nhạy đối với những thay đổi này so với mô phỏng tham chiếu (bước thời gian 5 phút, hệ số chiều dài hoà trộn bằng 1, số Peclet bằng 1). Điều này thống nhất với thực tế rằng việc làm mịn ở bên trong lưới rất có tính cục bộ và không cho phép những cấu trúc quy mô nhỏ phát triển và lan truyền đi, ngay cả ở độ nhớt thấp. Chỉ có những cấu trúc lớn hơn được quan sát thấy, vốn duy trì không bị ảnh hưởng bởi việc rút ngắn bước thời gian.

Việc dùng một bước thời gian tương đối lớn cũng thống nhất với giả thiết thủy tĩnh của mô hình nước nông 2 chiều, bằng cách lọc thông thấp các đặc điểm dòng chảy quy mô nhỏ (đồng nghĩa với phi thủy tĩnh). Các cấu trúc dòng chảy hướng ngang nhỏ hơn, nội trong sóng triều, gây bởi độ cong lòng dẫn (như ở Portneuf; rkm 163,5), các chỗ đáy sông biến đổi đột ngột (như ở Deschambault; rkm 168), và lòng dẫn phân nhánh (như ở ngã ba Đảo Orleans; xem Hình 1) có thể dẫn đến các hiệu ứng phi thủy tĩnh mạnh hơn. Tuy nhiên, hiệu ứng của áp suất phi thủy tĩnh lên đặc điểm thủy động lực cỡ lớn (như biến đổi mực nước và vận tốc dòng triều) là nhỏ không đáng kể, như Wang và nnk. (2009) đã chỉ ra.

Việc hiệu chỉnh được tiến hành cho hai thời đoạn dài 15 ngày, lần lượt bắt đầu vào ngày 14/6/2009 00:00:00 giờ miền Đông (Bắc Mỹ) và 19/8/2009 00:00:00, tương ứng với các giai đoạn khảo sát mặt cắt ngang. Thời gian chạy máy của hai mô phỏng này lần lượt là khoảng 40 và 31 ngày, trên hai hệ máy AMD (Sunnyvale, California) Opteron 2384 (4 lõi, 2.7 GHz) với bộ nhớ RAM 16 GB.

Hiệu chỉnh bao gồm việc điều chỉnh mô hình để giảm thiểu sai số tương ứng với (1) địa hình, (2) địa chất nền, và (3) ma sát. Trong sông, địa hình là yếu tố chính kiểm soát chế độ thủy động lực. Những bất định về địa hình thường bị bỏ qua khi hiệu chỉnh và kiểm định mô hình thủy động lực, song ảnh hưởng của chúng đến trường vận tốc tính toán có thể rất đáng kể (Cea và French 2012), đặc biệt là trên những vùng bãi triều (Wang và nnk. 2009). Độ

certainty may arise from surveying errors, georeferencing, digitization, datum conversions, morphological changes, data density and coverage, model discretization, and resolution, among other factors. Failure to adequately capture topographic features and gradients will most likely result in erroneous velocity patterns. Furthermore, the tidal phase is also sensitive to bathymetric errors because wave celerity is a function of water depth [Eq. (7)]. Ensuring that modeled tidal signals are in phase with observations is an indirect way to validate the bathymetry. In the present case, the tidal phase was constrained by having two water-level boundary conditions at the upstream and downstream limit of the model. Thus, topographic errors were mainly detected and corrected by looking for the presence of incoherent velocity patterns or large errors in water levels and by making an educated guess on where the error was likely to be maximal, based on the error sources mentioned previously and on intercomparisons between data sets of different sources.

In a second step, substrate composition was locally controlled to ensure that mean surface slopes and tidal ranges were adequately reproduced by the model. Finally, further adjustments in Manning friction coefficients were made, especially in shallow regions where macrophytes are present, until errors in water levels were minimized. Increases in bottom friction act on the tides by reducing their amplitude and increasing the MWL upstream of the modification. Because the model is controlled in water levels at both upstream and downstream boundaries, tidal amplitudes are also slightly increased downstream of the modification when friction is increased. Experimentation showed that a performance criterion based on these two metrics (MWL and tidal range) can be more informative in tidal rivers than a calibration solely based on tidal amplitudes and phases of major astronomical and shallow-water constituents. In fact, river tides are nonstationary, meaning that the tidal constituent amplitudes and phases vary as a function of time, mostly with river discharge. Harmonic analysis of nonstationary records can only extract the average frequency content of the tide and provides no information about its temporal variability. As a result, a large part of the original signal variance gets lost in the residual even though significant (unresolved tidal or nontidal) energy remains. With short records, even nonstationary harmonic analysis methods [e.g., Matte et al. (2013)] or wavelet analysis techniques [e.g., Buschman et al. (2009); Jay and Kukulka (2003); Sassi et al. (2011)] present limited descriptive capabilities.

Model calibration was therefore performed based on raw water levels and filtered MWLs and tidal ranges, allowing for easier isolation of the separate effects of friction on the low-frequency fluctuations of mean surface slope and tidal range. Such an approach is also believed to be more versatile than harmonic-based validation alone because it can be applied to a variety of nonstationary contexts other than tidal.

MWLs were calculated using a 3-day moving average, similar to the tidal eliminator introduced by Godin (1972). Tidal ranges were extracted from the high-pass-filtered data by calculating the difference between higher high

bất định lớn có thể nảy sinh từ sai số khảo sát, quy chiếu, số hoá, chuyển giữa các hệ cao độ, biến đổi địa mạo, mật độ và tầm bao phủ các điểm dữ liệu, v.v. Việc không thể bắt đủ các đặc điểm địa hình và các gradient trong không gian sẽ rất có khả năng tạo nên các dạng vận tốc sai. Hơn nữa, pha triều cũng nhạy với các sai số địa hình vì tốc độ truyền sóng là một hàm của độ sâu nước [PT (7)]. Việc đảm bảo rằng các tín hiệu triều mô phỏng là đồng pha với số liệu đo đạc chính là một cách gián tiếp để kiểm định địa hình. Ở trường hợp này, pha triều bị không chế bởi hai điều kiện biên mực nước hai phía đầu thượng lưu và hạ lưu của mô hình. Vì vậy, các sai số địa hình được phát hiện và sửa chữa chủ yếu bằng cách phát hiện các dạng mẫu vận tốc không trật tự hoặc sai số lớn trong mực nước, và bằng cách ước đoán có căn cứ về vị trí mà sai số đó dường như đạt cực đại, dựa trên những nguồn sai số nêu trên và qua so sánh giữa các bộ số liệu từ nhiều nguồn.

Bước thứ hai là kiểm soát thành phần lớp nền đáy tại chỗ để đảm bảo rằng các độ dốc mặt nước trung bình cũng như độ lớn triều được tái lập đủ chính xác bởi mô hình. Cuối cùng, cần điều chỉnh thêm các hệ số ma sát Manning, đặc biệt ở những chỗ nước nông nơi thực vật tồn tại, đến khi sai số mực nước được giảm thiểu. Việc tăng ma sát đáy tác động đến thủy triều bằng cách giảm biên độ của triều và tăng mực nước trung bình thượng lưu nơi chỉnh sửa. Vì mô hình bị kiểm soát về mực nước ở cả biên thượng lưu lẫn hạ lưu, biên độ thủy triều hơi tăng lên ở hạ lưu nơi chỉnh sửa khi ta tăng ma sát. Thực nghiệm cho thấy một tiêu chí về hiệu năng dựa trên hai chỉ số vừa nêu (mực nước trung bình và độ lớn triều) ở đoạn sông vùng triều có thể sẽ cho thông tin rõ hơn là chỉ dựa vào biên độ triều và các pha những thành phần triều thiên văn và triều nước nông. Thực ra, các sông vùng triều đều là hệ không tĩnh tại, theo nghĩa biên độ và pha các thành phần triều đều thay đổi theo thời gian, đa phần là với lưu lượng sông. Việc phân tích điều hòa cho các chuỗi số liệu không tĩnh tại chỉ có thể trích xuất được thành phần tần số trung bình của thủy triều và cung cấp thông tin về biến đổi thời gian của nó. Hệ quả là một phần lớn biến động trong chuỗi số liệu gốc bị mất đi trong phần dư dù cho một phần đáng kể năng lượng (thành phần phi triều) vẫn còn lại. Với những chuỗi thời gian ngắn, ngay cả các phương pháp phân tích điều hòa không tĩnh tại [như Matte et al. (2013)] hay kỹ thuật phân tích wavelet [như Buschman và nnk. (2009); Jay và Kukulka (2003); Sassi và nnk. (2011)] chỉ có khả năng miêu tả một cách rất hạn chế.

Do vậy hiệu chỉnh mô hình được thực hiện dựa trên số liệu gốc về mực nước và các mực nước trung bình cũng như độ lớn triều được lọc qua; điều này cho phép dễ dàng tách biệt các ảnh hưởng của ma sát đối với những nhiễu động tần thấp của độ dốc mặt nước và độ lớn triều. Một cách tiếp cận như vậy được cho rằng linh hoạt hơn là chỉ kiểm định theo sóng điều hòa vì nó có thể được áp dụng cho nhiều trường hợp không tĩnh tại chứ không riêng gì dòng triều.

Các mực nước trung bình được tính bằng trung bình trượt 3 ngày, tương tự như cách loại trừ thủy triều giới thiệu bởi Godin (1972). Các độ lớn triều được trích xuất từ dữ liệu lọc cao tần bằng cách tính chênh lệch giữa mực

water and lower low water using a 27-h moving window, similar to the tidal range filter used by Kukulka and Jay (2003).

To assess model performance, two criteria were used, namely, root-mean-square error (RMSE) and skill (Willmott et al. 1985), based on quantitative comparisons between simulated and observed values; they are respectively given by

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_n (X_{sim} - X_{obs})^2} \quad (1)$$

and

$$\text{Skill} = 1 - \frac{\sum_n (X_{sim} - X_{obs})^2}{\sum_n (|X_{sim} - \bar{X}_{obs}| + |X_{obs} - \bar{X}_{obs}|)^2} \quad (2)$$

where X = variable being compared; and \bar{X} = time average of n values. RMSE is a measure of the average error between the model and observations in the units of the quantities assessed. Skill is a unitless measure of the relative average error between the model and observations, where a skill of 1 means perfect agreement, and a skill of 0 means that the model is equivalent to the mean of the observations.

3.5 Assimilation | Đồng hoá

Imposed water levels along the downstream boundary were derived from observations at Saint-Joseph-dela-Rive (rkm 0) rather than tidal harmonic constituents to allow non-tidal (residual) variations to be propagated in the system. Because a permanent station exists only on the north side of the boundary, water levels across the 15-km-wide section were optimized to determine the distribution that would best reproduce observations at upstream tide gauges, located on both sides of the river. During assimilation, time shifts were iteratively applied on the imposed water levels until simulated and observed signals were in phase at the stations. Lateral gradients (both positive and negative) in MWL and tidal range were also tested along the boundary to assess model sensitivity to the imposed conditions. The simulated variations were generally not sufficient to explain the differences between observed and simulated water levels at the stations, so the decision was made to specify the same (time-shifted) water-level time series on every node of the downstream boundary, with no lateral gradient. Assimilation of the boundary condition was thus limited to (1) determining the optimal time shift needed for the tide to propagate in phase with observations at the stations and (2) defining the corrections in MWL (i.e., vertical shift) and tidal range (i.e., amplitude factor) that would best reproduce the tidal signal at Saint-Joseph-dela-Rive. More precisely, the imposed water levels h were lagged temporally and updated as follows: $h_i(t) = a + b * h_{i-1}(t - \tau)$, where i = iteration number; t = time; τ = computed time lag; and a and b = constants iteratively determined from model outputs at Saint-Joseph-dela-Rive.

A slightly different assimilation strategy was used by

nước cao nhất và mực nước thấp nhất trong ngày bằng cách dùng một khung thời gian trượt 27 giờ, tương tự như phép lọc độ lớn triều dùng bởi Kukulka và Jay (2003).

Để đánh giá hiệu năng của mô hình, có 2 tiêu chí được sử dụng: sai số căn quân phương (RMSE) và kĩ năng (Willmott et al. 1985), đều dựa trên so sánh định lượng giữa các trị số tính toán và thực đo; hai tiêu chí này được cho bởi

trong đó X = biến số được so sánh còn \bar{X} = trung bình theo thời gian của n giá trị. RMSE là một độ đo sai số trung bình giữa mô hình và số liệu thực đo, theo đơn vị của đại lượng được đánh giá. Kĩ năng là một độ đo không đơn vị của sai số trung bình tương đối giữa mô hình và số liệu thực đo, trong đó kĩ năng bằng 1 nghĩa là phù hợp tuyệt đối, và kĩ năng bằng 0 nghĩa là mô hình chỉ tương đương với trung bình các trị số quan trắc.

Mực nước áp đặt dọc theo biên hạ lưu được lấy từ trị số đo đạc tại Saint-Joseph-dela-Rive (rkm 0) thay vì các thành phần triều điều hòa, điều này cho phép các dao động phi triều (dư) được lan truyền vào hệ thống. Vì chỉ có một trạm đo lâu dài nằm ở phía bắc của biên, nên các mực nước dọc theo đoạn sông rộng 15 km được tối ưu hóa để xác định dạng phân bố sẽ tái lập được tốt nhất các trị số đo đạc ở các trạm triều thượng lưu, ở cả 2 bờ sông. Trong khi đồng hóa, các mức dịch chuyển thời gian được áp dụng lặp đi lặp lại cho mực nước ấn định đến khi kết quả mô phỏng và tín hiệu đo đạc được đồng pha tại các trạm đo. Những gradient hướng ngang (cả dương lẫn âm) về mực nước trung bình và độ lớn triều cũng được kiểm tra dọc theo đường biên này để đánh giá độ nhạy mô hình đối với các điều kiện đã áp đặt. Các biến động được mô phỏng nói chung đều không đủ giải thích sự khác biệt giữa các mực nước đo đạc và tính toán ở các trạm, bởi vậy quyết định được đưa ra là chỉ định cùng chuỗi thời gian mực nước (đã được dịch thời gian) cho từng nút trên biên hạ lưu mà không có gradient hướng ngang. Do đó, việc đồng hóa điều kiện biên quy về việc (1) xác định mức dịch thời gian tối ưu cần để sóng triều lan truyền cùng pha với các tín hiệu đo đạc tại các trạm và (2) xác định các hiệu chỉnh về mực nước trung bình (nghĩa là dịch chuyển phương đứng) và độ lớn triều (nghĩa là hệ số biên độ) để tái lập được tốt nhất tín hiệu triều tại Saint-Joseph-dela-Rive. Cụ thể hơn là các mực nước h được làm trễ và cập nhật như sau: $h_i(t) = a + b * h_{i-1}(t - \tau)$, trong đó i = số lần lặp; t = thời gian; τ = thời gian trễ tính toán còn a và b = các hằng số được xác định bằng cách lặp từ kết quả mô hình tại Saint-Joseph-dela-Rive.

Một chiến lược đồng hóa hơi khác đã được Lefavre và

Lefavre et al. (2016) to optimize the downstream boundary conditions of a 1D model, partitioned into three branches in the St. Lawrence estuarine transition zone. Differences between the two strategies mostly arise from the fact that the 2D model comprises the complete bathymetry, which is particularly complex in the area, whereas the 1D model needs to compensate for these bathymetric variations, partly through its boundary conditions.

3.6 Validation | Kiểm định

Several authors have described the process of model evaluation, calibration, and validation [e.g., Dias and Lopes (2006); Espino et al. (2007); Hsu et al. (1999); Jung et al. (2012); Liu et al. (2009); Umgiesser et al. (2004); Warner et al. (2005); Willmott (1982); Willmott et al. (1985)]. Classic calibration and validation may be considered as two independent exercises. In practice, however, iterations are generally made between the two processes so that validation most often becomes an integral part of the calibration process. Validation is defined generically as the process of determining the degree to which a model is an accurate representation of the real world. In general, there can be four types of validation (Arhonditsis and Brett 2004; Power 1993): (1) *replicative validation*, where the agreement between predicted values and observational data from the real system is quantified during the calibration phase, based on the notions of goodness of fit or distributional similarity; (2) *predictive validation*, where model performance is evaluated against independent data sets, or once the data are acquired from the real system after a forecast has been issued; (3) *structural validation*, where the ability of the model to reproduce the real system behavior is assessed, with regard to its operational characteristics, spatial and temporal patterns, and relative magnitudes of derived quantities [the expression scientific validation is sometimes used to refer to this type of validation (Biondi et al. 2012); herein and in Part II, the term process-based validation is adopted]; and (4) *model transferability*, which is a measure of the performance of a specific model structure in different systems.

In this first part, a replicative validation is performed, focusing on a quantification of model accuracy in water levels and discharges (detailed in the following discussion). In Part II, a process-based validation is conducted, aiming at the reproduction of the dynamic patterns observed in the field data.

Two simulation periods were tested here (June and August 2009), for which detailed measurements are available. Calibration was mainly based on a comparison of modeled and observed water levels at the tide gauges, using tidal ranges and MWLs as metrics for these changes (as previously detailed under Calibration). Most of the calibration was performed based on the simulation in June. The result accuracy was then verified for the simulation in August, and minor adjustments were made.

During the calibration phase, the domain was also divided into two subdomains to separate the calibration from the assimilation process; the calibration and assimilation separately performed on the subdomains were then validated on the global model for the two simulation peri-

ods. (2016) sử dụng để tối ưu hóa điều kiện biên hạ lưu của một mô hình 1 chiều, được phân khúc thành 3 nhánh trong vùng chuyển tiếp cửa sông St. Lawrence. Sự khác biệt giữa hai chiến lược này chủ yếu xuất phát từ việc mô hình 2 chiều bao gồm toàn bộ địa hình vốn cực kỳ phức tạp trong khu vực này, còn mô hình 1 chiều thì phải bù đắp cho những thay đổi địa hình không được tính đến, một phần là thông qua các điều kiện biên của nó.

Vài tác giả đã mô tả công đoạn đánh giá, hiệu chỉnh và kiểm định mô hình [như Dias và Lopes (2006); Espino và nnk. (2007); Hsu và nnk. (1999); Jung và nnk. (2012); Liu và nnk. (2009); Umgiesser và nnk. (2004); Warner và nnk. (2005); Willmott (1982); Willmott và nnk. (1985)]. Hiệu chỉnh và kiểm định mô hình theo cách kinh điển có thể được coi là hai công đoạn riêng biệt. Tuy nhiên, trên thực tế luôn có sự lặp qua lại giữa hai quá trình này khiến cho bước kiểm định trở thành một phần gắn liền với khâu hiệu chỉnh. Kiểm định được định nghĩa chung như là quá trình xác định mức độ mà mô hình diễn tả chính xác thực tế. Nói chung, có thể có 4 loại kiểm định (Arhonditsis và Brett 2004; Power 1993): (1) *kiểm định lặp lại*, trong đó sự phù hợp giữa các giá trị dự đoán với đo đạc từ hệ thống thực được lượng hoá trong suốt giai đoạn hiệu chỉnh, dựa trên các tiêu chí phù hợp hoặc tương đồng về phân bố; (2) *kiểm định dự báo*, trong đó hiệu năng của mô hình được đánh giá theo các bộ số liệu độc lập, hoặc một khi dữ liệu được thu từ hệ thống thực sau khi ra kết quả dự báo; (3) *kiểm định cấu trúc*, trong đó khả năng của mô hình tái lập lại ứng xử của hệ thống thực tế được đánh giá theo các tính năng vận hành của nó, các dạng mẫu không gian và thời gian, cũng như độ lớn tương đối của các đại lượng dẫn xuất [đôi khi người ta dùng cụm từ kiểm định khoa học để chỉ loại kiểm định này (Biondi và nnk. 2012); ở đây và cũng trong Phần II sẽ sử dụng thuật ngữ kiểm định dựa theo quá trình]; và (4) *tính khả chuyển của mô hình*, vốn là độ đo hiệu năng của một mô hình cụ thể trong những hệ thống khác nhau.

Trong phần thứ nhất này, chúng tôi thực hiện dạng kiểm định lặp lại, tập trung vào lượng hoá độ chính xác của mô hình về mực nước và lưu lượng (sẽ cụ thể hoá trong phần thảo luận tiếp theo). Trong Phần II, chúng tôi thực hiện kiểm định theo quá trình, tập trung vào sự tái lập của các dạng mẫu động được đã quan sát thấy trong số liệu hiện trường.

Có hai giai đoạn mô phỏng được kiểm tra ở đây (tháng VI và VIII/2009), trong đó có đo đạc chi tiết. Việc hiệu chỉnh chủ yếu dựa vào so sánh giữa các mực nước mô hình hoá và quan trắc tại các trạm thuỷ triều, sử dụng độ lớn triều và mực nước trung bình làm độ đo cho những thay đổi này (đã cụ thể hoá ở mực Hiệu chỉnh trên). Đa số hiệu chỉnh được thực hiện dựa vào mô phỏng tháng VI. Độ chính xác của kết quả sau đó đã được kiểm tra cho mô phỏng tháng VIII, và một số điều chỉnh được thực hiện.

Trong quá trình hiệu chỉnh, miền cũng được chia thành hai miền nhỏ để tách biệt việc hiệu chỉnh khỏi quá trình đồng hoá; sau đó việc hiệu chỉnh và đồng hoá được tiến hành riêng biệt trên các miền nhỏ này và được kiểm định trên miền lớn cho hai giai đoạn mô phỏng, dựa vào so sánh

ods, based on a comparison of observed and modeled water levels, MWLs, and tidal ranges at the tide gauges.

To validate the frequency content of the tide, harmonic properties (i.e., tidal amplitudes and phases of major tidal and shallow-water constituents) were computed from observed and modeled tidal signals by performing classical harmonic analyses (Pawlowicz et al. 2002) at all stations of the global model. For each tidal constituent, RMSE and skill were calculated by summing results at all 29 stations, using Eqs. (1) and (2).

Finally, the simulated discharges were controlled at each of the 13 measurement transects (Fig. 1) to ensure that the right amount of flow was in the system and that the overall dynamics were accurately reproduced.

4 Discussion and conclusion | Thảo luận và kết luận

4.1 Statistics on Water Levels | Đặc trưng thống kê về mực nước

Results from the calibrated model are presented separately for the upstream and downstream segments (Tables 1 and 2, respectively) and for the global model (Table 3) for the two simulation periods of June 14-29, 2009, and August 19-September 3, 2009. Because friction acts on both MWLs and tidal ranges, statistics on these two quantities were also calculated. They were used during calibration to orient the local modifications toward an increase or a decrease in friction. In the upstream model (141-km-long reach), RMSEs between observed and simulated water levels were lower than 10 cm at all 16 stations (Table 1). Modeled water levels were found to be in almost perfect agreement with observations at the stations, with prediction skills varying between 0.993 and 1.000. The highest RMSE (0.094 m) was obtained at Grondines and was mostly dominated by errors in MWL. These are likely related to topographic errors in the intertidal flats between Deschambault (rkm 168) and Grondines (rkm 179.5), combined with an overestimated friction.

Results for the downstream model are presented in Table 2. Errors in water levels were larger than those in the upstream segment, with the maximum RMSE reaching nearly 20 cm at Beauport. In an attempt to reduce these errors by assimilation, lateral variations in MWLs and tidal ranges were imposed along the downstream boundary, with little success; variations in modeled water levels were not sufficient to explain the observed differences at the stations. The error is likely attributable to an underestimated friction in the intertidal zones of Orleans Island, particularly in the north arm, as a result of the presence of aquatic plants during summer. This error has a repercussion on upstream water levels, and efforts should be made in the future to reduce it below 10 cm, or even 5 cm, to meet similar quality standards as the upstream operational model of the St. Lawrence (Morin and Champoux 2006). Nonetheless, prediction skills were found to be very high (> 0.997) at all stations, indicating an overall good performance of the model.

Table 3 presents statistics on water levels obtained with the global model. The errors made in the down-

stream model are smaller than those in the upstream model, both in terms of RMSE and prediction skills. The errors are mostly related to the MNTB, and the tidal range is well reproduced. The errors are also related to the MNTB, and the tidal range is well reproduced.

To validate the frequency content of the tide, harmonic properties (i.e., tidal amplitudes and phases of major tidal and shallow-water constituents) were computed from observed and modeled tidal signals by performing classical harmonic analyses (Pawlowicz et al. 2002) at all stations of the global model. For each tidal constituent, RMSE and skill were calculated by summing results at all 29 stations, using Eqs. (1) and (2).

Finally, the simulated discharges were controlled at each of the 13 measurement transects (Fig. 1) to ensure that the right amount of flow was in the system and that the overall dynamics were accurately reproduced.

4 Discussion and conclusion | Thảo luận và kết luận

4.1 Statistics on Water Levels | Đặc trưng thống kê về mực nước

Results from the calibrated model are presented separately for the upstream and downstream segments (Tables 1 and 2, respectively) and for the global model (Table 3) for the two simulation periods of June 14-29, 2009, and August 19-September 3, 2009. Because friction acts on both MWLs and tidal ranges, statistics on these two quantities were also calculated. They were used during calibration to orient the local modifications toward an increase or a decrease in friction. In the upstream model (141-km-long reach), RMSEs between observed and simulated water levels were lower than 10 cm at all 16 stations (Table 1). Modeled water levels were found to be in almost perfect agreement with observations at the stations, with prediction skills varying between 0.993 and 1.000. The highest RMSE (0.094 m) was obtained at Grondines and was mostly dominated by errors in MWL. These are likely related to topographic errors in the intertidal flats between Deschambault (rkm 168) and Grondines (rkm 179.5), combined with an overestimated friction.

Results for the downstream model are presented in Table 2. Errors in water levels were larger than those in the upstream segment, with the maximum RMSE reaching nearly 20 cm at Beauport. In an attempt to reduce these errors by assimilation, lateral variations in MWLs and tidal ranges were imposed along the downstream boundary, with little success; variations in modeled water levels were not sufficient to explain the observed differences at the stations. The error is likely attributable to an underestimated friction in the intertidal zones of Orleans Island, particularly in the north arm, as a result of the presence of aquatic plants during summer. This error has a repercussion on upstream water levels, and efforts should be made in the future to reduce it below 10 cm, or even 5 cm, to meet similar quality standards as the upstream operational model of the St. Lawrence (Morin and Champoux 2006). Nonetheless, prediction skills were found to be very high (> 0.997) at all stations, indicating an overall good performance of the model.

Table 3 presents statistics on water levels obtained with the global model. The errors made in the down-

Bảng 1: | Table 1. Calibration Results for the Upstream Model: RMSE and Skill for Modeled Water Levels (Raw), MWLs, and Tidal Range at the Stations (Fig. 1) for Each 15-Day Simulation Period • Kết quả hiệu chỉnh cho mô hình thượng nguồn: RMSE (sai số căn quân phương) và Skill (điểm năng lực) cho kết quả mực nước mô phỏng (Raw=gốc), MNTB, và độ lớn triều ở các trạm (Hình 1) cho từng thời khoảng mô phỏng dài 15 ngày.

rkm	Station	14 - 29/6, 2009				19/8 - 3/9, 2009			
		RMSE (m)			Skill	RMSE (m)			Skill
		Raw	MWL	Range		Raw	MWL	Range	
115	Québec Bridge	0.053	0.028	0.057	1.000	0.051	0.022	0.085	1.000
124	Saint-Nicolas	0.027	0.005	0.020	1.000	0.030	0.005	0.015	1.000
138	Neuville	0.043	0.015	0.083	1.000	0.042	0.013	0.061	1.000
146	Sainte-Croix-Est	0.046	0.013	0.052	1.000	0.057	0.018	0.082	0.999
157	Cap-Santé	0.046	0.019	0.077	1.000	0.047	0.021	0.051	1.000
161	Pointe-Platon	0.042	0.014	0.048	1.000	0.043	0.020	0.022	1.000
163.5	Portneuf	0.061	0.050	0.033	0.999	0.076	0.066	0.027	0.999
168	Deschambault	0.062	0.025	0.124	0.999	0.067	0.030	0.193	0.999
179.5	Leclercville	—	—	0.021	—	—	—	0.020	—
179.5	Grondines	0.094	0.090	0.021	0.995	0.087	0.082	0.017	0.996
186	Cap-à-la-Roche	0.028	0.006	0.032	0.999	0.037	0.022	0.027	0.999
199	Batiscan	0.045	0.039	0.053	0.996	0.041	0.033	0.051	0.997
213	Champlain	0.054	0.047	0.068	0.990	0.045	0.032	0.063	0.995
217	Bécancour	0.016	0.006	0.014	0.999	0.050	0.047	0.022	0.993
231	Trois-Rivières	0.028	0.026	0.007	0.989	0.014	0.006	0.008	0.999
241	Port Saint-François	0.008	0.007	0.007	0.999	0.007	0.006	0.006	1.000

Bảng 2: | Table 2. Calibration and Assimilation Results for the Downstream Model: RMSE and Skill for Modeled Water Levels (Raw), MWLs, and Tidal Range at the Stations (Fig. 1) for Each 15-Day Simulation Period. • Kết quả hiệu chỉnh và đồng hoá cho mô hình hạ du: RMSE (sai số căn quân phương) và Skill (điểm năng lực) cho kết quả mực nước mô phỏng (Raw=gốc), MNTB, và độ lớn triều ở các trạm (Hình 1) cho từng thời khoảng mô phỏng dài 15 ngày.

rkm	Station	14 - 29/6, 2009				19/8 - 3/9, 2009			
		RMSE (m)			Skill	RMSE (m)			Skill
		Raw	MWL	Range		Raw	MWL	Range	
0	Saint-Joseph-de-la-Rive	0.095	0.014	0.066	0.999	0.091	0.02	0.069	0.999
30	Islet-sur-Mer	0.13	0.026	0.292	0.998	0.143	0.047	0.304	0.998
38	Rocher Neptune	0.106	0.069	0.198	0.999	—	—	—	—
45	Ile-aux-Grues South	0.114	0.059	0.213	0.999	0.143	0.102	0.196	0.998
46	Ile-aux-Grues North	0.16	0.119	0.297	0.997	0.133	0.092	0.274	0.998
54	Banc du Cap Brûlé	0.102	0.043	0.192	0.999	0.113	0.042	0.189	0.999
66	Saint-François	0.12	0.066	0.257	0.999	0.12	0.052	0.257	0.998
78	Saint-Jean	0.155	0.131	0.233	0.998	0.106	0.048	0.224	0.999
97	Beauport	0.197	0.173	0.047	0.996	0.157	0.122	0.068	0.997
100	Lauzon	0.163	0.128	0.039	0.997	0.124	0.071	0.047	0.998
104	Saint-Charles River	0.157	0.12	0.029	0.997	0.126	0.07	0.039	0.998
106.5	Lévis	0.148	0.106	0.04	0.997	0.119	0.061	0.043	0.998
106.5	Québec	0.151	0.111	0.037	0.997	0.119	0.065	0.036	0.998
115	Québec Bridge	0.151	0.103	0.127	0.997	0.117	0.061	0.168	0.998
124	Saint-Nicolas	0.082	0.056	0.086	0.999	0.067	0.041	0.098	0.999
138	Neuville	0.005	0.002	0.006	1	0.006	0.003	0.005	1

Bảng 3: | Table 3. Validation of the Global Model: RMSE and Skill for Modeled Water Levels, MWLs, and Tidal Range at All Stations (Fig. 1) for Each 15-Day Simulation Period. • Kết quả kiểm định cho mô hình lớn: RMSE (sai số quân phương) và Skill (điểm năng lực) cho kết quả mực nước mô phỏng (Raw=gốc), MNTB, và độ lớn triều ở các trạm (Hình 1) cho từng thời khoảng mô phỏng dài 15 ngày.

rkm	Station	14 - 29/6, 2009				19/8 - 3/9, 2009			
		RMSE (m)			Skill	RMSE (m)			Skill
		Raw	MWL	Range		Raw	MWL	Range	
0	Saint-Joseph-de-la-Rive	0.095	0.013	0.064	0.999	0.091	0.021	0.066	0.999
30	Islet-sur-Mer	0.13	0.031	0.303	0.998	0.143	0.051	0.319	0.998
38	Rocher Neptune	0.103	0.067	0.198	0.999	—	—	—	—
45	Ile-aux-Grues South	0.11	0.057	0.212	0.999	0.145	0.107	0.193	0.998
46	Ile-aux-Grues North	0.154	0.115	0.293	0.998	0.135	0.098	0.271	0.998
54	Banc du Cap Brûlé	0.1	0.047	0.195	0.999	0.113	0.049	0.192	0.999
66	Saint-François	0.124	0.078	0.243	0.999	0.121	0.061	0.249	0.998
78	Saint-Jean	0.166	0.147	0.194	0.997	0.108	0.058	0.202	0.999
97	Beauport	0.221	0.198	0.064	0.995	0.16	0.12	0.058	0.997
100	Lauzon	0.185	0.155	0.074	0.996	0.133	0.076	0.084	0.998
104	Saint-Charles River	0.182	0.147	0.102	0.996	0.136	0.075	0.099	0.998
106.5	Lévis	0.175	0.137	0.102	0.997	0.133	0.069	0.086	0.998
106.5	Québec	0.177	0.141	0.086	0.997	0.132	0.072	0.088	0.998
115	Québec Bridge	0.177	0.14	0.04	0.996	0.131	0.069	0.079	0.998
124	Saint-Nicolas	0.138	0.112	0.087	0.998	0.104	0.062	0.078	0.999
138	Neuville	0.135	0.107	0.135	0.997	0.107	0.057	0.116	0.998
146	Sainte-Croix-Est	0.123	0.096	0.062	0.997	0.111	0.061	0.103	0.998
157	Cap-Santé	0.125	0.102	0.109	0.997	0.107	0.066	0.095	0.998
161	Pointe-Platon	0.118	0.094	0.083	0.997	0.109	0.066	0.085	0.998
163.5	Portneuf	0.089	0.062	0.056	0.999	0.121	0.086	0.076	0.997
168	Deschambault	0.106	0.069	0.139	0.997	0.126	0.074	0.222	0.996
179.5	Leclercville	—	—	0.029	—	—	—	0.042	—
179.5	Grondines	0.07	0.054	0.029	0.997	0.111	0.087	0.044	0.993
186	Cap-à-la-Roche	0.07	0.055	0.036	0.996	0.08	0.05	0.061	0.996
199	Batiscan	0.04	0.027	0.037	0.996	0.06	0.044	0.063	0.994
213	Champlain	0.046	0.035	0.074	0.992	0.058	0.037	0.056	0.992
217	Bécancour	0.027	0.01	0.042	0.997	0.056	0.048	0.036	0.992
231	Trois-Rivières	0.025	0.022	0.019	0.992	0.015	0.005	0.008	0.999
241	Port Saint-François	0.008	0.007	0.007	0.999	0.007	0.006	0.005	1

Bảng 4: | Table 4. Statistics from Observed and Modeled Amplitudes and Phases of Principal Tidal Constituents at All Stations of the Global Model for Each 15-Day Simulation Period. • Thống kê từ số liệu quan trắc và mô phỏng về biên độ và pha của những thành phần triều chính tại tất cả các trạm trong miền lớn cho từng thời khoảng mô phỏng dài 15 ngày.

Constituent t.phần triều	14 - 29/6, 2009			19/8 - 3/9, 2009		
	Amplitude RMSE (m)	Skill	Phase RMSE (°)	Amplitude RMSE (m)	Skill	Phase RMSE (°)
MSf	0.02	0.981	5.5	0.034	0.966	4.1
O1	0.009	0.997	2.9	0.011	0.992	2.6
K1	0.019	0.988	2.7	0.008	0.997	4.4
M2	0.066	0.998	1.5	0.059	0.998	1.9
S2	0.01	0.997	7.4	0.035	0.993	4.3
M3	0.01	0.975	2.4	0.005	0.98	9.2
M4	0.015	0.996	7.2	0.019	0.996	6.7
M6	0.009	0.986	17.8	0.016	0.982	15.5
M8	0.006	0.991	15.8	0.011	0.961	23.4

stream segment propagated upstream, increasing the gaps between observed and modeled water levels by several centimeters at upstream stations compared with the results shown in Table 1. Errors in water levels were attributed mostly to underestimated tidal ranges in the first 78 rkm. They were dominated by errors in MWL at Beauport (rkm 97) and relatively balanced between errors in MWL and tidal ranges upstream, depending on the station and simulation period considered. Despite these discrepancies, prediction skills were still found to be higher than 0.992 at all stations. These very high skills can be explained by the large tidal ranges characterizing the region, which often exceed 5 m. In fact, for stations downstream of Batiscan (rkm 199), the RMSEs correspond to less than 5% of the local tidal ranges. At upstream stations, the ratio of the error to tidal range increases because of the rapidly decreasing tidal ranges, but RMSEs were lower than 6 cm. This confirms that longitudinal variations in friction were overall well captured by the model.

4.2 Harmonic Properties | Đặc trưng thống kê về sóng điều hoà

Statistics from the observed and modeled amplitudes and phases of major tidal and shallow-water constituents were computed for each 15-day simulation period. Results for the 9 dominant constituents, among the 17 resolved ones, are presented in Table 4. Classical harmonic analysis implies that tides are stationary. In reality, daily discharges at Québec varied by 1,000 m³/s (12,400 m³/s average) and 1,200 m³/s (11,300 m³/s average) during the two simulation periods, respectively. Therefore, only the average frequency content of the tides could be retrieved from the analyses. For longer signals, however, nonstationary harmonic analyses could be performed to extract the time-varying amplitudes and phases of the tides [e.g., Matte et al. (2013, 2014a)].

The results shown in Table 4 highlight the capacity of the model to represent the tidal frequency content of the observed signals with very high accuracy, with skills greater than 0.961 for all tidal constituents. MWLs were well accounted for by the model, based on statistics from the low-frequency MSf component. The larger RMSE was obtained for the M2 (dominant) constituent, whose am-

các mực nước quan trắc và mô phỏng lên vài cm tại các trạm thượng lưu so với kết quả thể hiện ở Bảng 1. Sai số về mực nước chủ yếu là do việc ước tính thiên nhỏ các độ lớn triều ở 78 rkm đầu tiên. Chúng bị chi phối bởi sai số MNTB tại (rkm 97) và được cân bằng một cách tương đối giữa sai số MNTB và độ lớn triều thượng nguồn, tùy thuộc vào trạm và thời khoảng mô phỏng được xét đến. Dù có những khác biệt này song điểm năng lực dự báo vẫn cao hơn 0.992 tại tất cả các trạm. Những điểm cao như vậy có thể được giải thích bởi độ lớn triều rất lớn đặc trưng cho vùng, vốn thường vượt 5 m. Thật ra, với các trạm đo hạ lưu Batiscan (rkm 199), các sai số căn quân phương nhỏ hơn 5% độ lớn triều tại chỗ tương ứng. Ở các trạm thượng lưu, tỉ số giữa sai số với độ lớn triều tăng lên vì các độ lớn triều suy giảm nhanh chóng, nhưng các sai số căn quân phương còn nhỏ dưới 6 cm. Điều này khẳng định rằng các biến đổi dọc sông về ma sát nói chung đã được nắm bắt khá tốt bởi mô hình.

Chúng tôi đã tính được các đặc trưng thống kê, bao gồm số liệu thực đo và mô phỏng cho biên độ và pha của những thành phần triều thiên văn và sóng nước nông chủ yếu, với thời gian mô phỏng 15 ngày. Kết quả 9 phần triều chính, trong số 17 thành phần đã phân giải, có ở Bảng 4. Phân tích thủy triều cổ điển hàm ý rằng thủy triều là tĩnh tại. Trên thực tế, mức độ biến động lưu lượng dòng chảy ngày ở Québec là 1000 m³/s (quanh mức trung bình 12,400 m³/s) và 1200 m³/s (TB 11,300 m³/s) với từng trường hợp mô phỏng. Do vậy, ta chỉ thu được tần số trung bình của các thủy triều từ phép phân tích này. Với các tín hiệu dài hơn, có thể phải sử dụng phân tích điều hoà phi tĩnh tại để kết xuất các biên độ và pha, vốn thay đổi theo thời gian, của thủy triều [ví dụ Matte và nnk. (2013, 2014a)].

Các kết quả trên Bảng 4 nhấn mạnh khả năng của mô hình trong việc biểu diễn tần số thủy triều của tín hiệu quan trắc với độ chính xác rất cao, cùng điểm kĩ năng vượt 0.961 cho tất cả thành phần triều. Mô hình xét đến các MNTB, dựa trên đặc trưng thống kê từ thành phần tần số thấp MSf. Sai số căn quân phương lớn hơn có ở thành phần M2 (chủ đạo), với độ lớn vượt 2 m ở hầu hết các trạm

Bảng 5: | Table 5. Statistics at the Validation Transects (Fig. 1) for the Global Model: RMSE and Skill for Modeled Discharges. • Thống kê tại các mặt cắt kiểm định (Hình 1) cho mô hình miền lớn: sai số căn quân phương và điểm kỹ năng mô hình hoá lưu lượng.

rkm	Transect Mặt cắt	Date Ngày	Length of record (h) Độ dài số liệu (h)	RMSE [m^3/s (%)] Sai số quân phương	Skill Điểm
78	Saint-Jean	24-8-09	7.6	3221 (5.3)	0.997
79	Château-Richer	25-8-09	8.7	639 (6.3)	0.996
97	Beauport	24-6-09	10.7	946 (12.0)	0.985
100	Lauzon	24-6-09	11.4	6332 (11.1)	0.993
106.5	Québec	15-6-09	11.3	2934 (6.1)	0.997
124	Saint-Nicolas	21-8-09	8.8	1217 (2.7)	1
138	Neuville	25-6-09	9.1	1166 (3.1)	0.999
163.5	Portneuf	26-6-09	6.7	1164 (5.2)	0.998
168	Deschambault	20-8-09	10.1	719 (3.6)	0.997
179.5	Grondines	19-6-09	8.9	901 (5.5)	0.988
199	Batiscan	23-6-09	7.6	856 (5.6)	0.994
217	Bécancour	18-6-09	5	650 (4.6)	0.826
231	Trois-Rivières	18-6-09	0.8	680 (5.4)	0.124

plitude exceeded 2 m at the most downstream stations. The relative error for M2 was therefore the lowest, presenting the highest skills among analyzed constituents. Phases were also well reproduced by the model, indicating a good synchronism of the tides with observations. Furthermore, tidal asymmetry, which can be assessed through the relative importance of M2 and M4 components, is expected to be well accounted for by the model. In fact, the skills associated with these two components were among the highest (≥ 0.996). Phase errors degraded with constituents of higher frequency, namely, M6 and M8. However, the lowest errors for these components were observed at upstream locations, where they were the most significant, because they are generated by energy transfers from M2 through nonlinear frictional interactions.

hạ lưu. Sai số tương đối cho M2 do vậy là thấp nhất, thể hiện điểm kỹ năng cao nhất trong số các thành phần được phân tích. Mô hình cũng tái hiện tốt pha triều, thể hiện được sự đồng bộ của sóng triều với số liệu quan trắc. Hơn nữa, mô hình còn được trông đợi sẽ xét đến độ bất đối xứng triều, vốn được đánh giá qua trọng số tương đối giữa các thành phần M2 và M4. Thực tế, In fact, các điểm kỹ năng gắn với hai thành phần này đều thuộc diện cao nhất (≥ 0.996). Các sai số về pha thì suy giảm với các thành phần tần số cao hơn, cụ thể là M6 và M8. Tuy nhiên, sai số thấp nhất trong các thành phần này lại được quan sát thấy ở các vị trí thượng nguồn, tại đó chúng ở mức đáng kể nhất, vì được phát sinh bởi năng lượng truyền từ M2 qua các tương tác ma sát phi tuyến.

4.3 Statistics on Discharges | Thống kê về lưu lượng

Validation of the tidal discharges was performed at each measurement transect of Fig. 1. Statistics are presented in Table 5. The RMSEs generally increased with the strength of the tidal flow, but they remained below 6% of the maximum discharge (i.e., peak ebb discharge) on average. Only at the sections of Beauport (rkm 97) and Lauzon (rkm 100) was the relative RMSE larger than 10%. Because the discharges downstream, in the north and south arms of Orleans Island, were quite accurate (relative RMSEs of 6.3% and 5.3% at Château-Richer and Saint-Jean, respectively), these larger RMSEs at the island junction can most likely be attributed to the larger interpolation errors of the transect data between each crossing (Matte et al. 2014b) in combination with possible local bathymetric errors responsible for larger discrepancies in modeled water levels at these stations (cf. Table 3).

Prediction skills, overall, were found to be very high considering all transects, with the exception of Bécancour (rkm 217) and Trois-Rivières (rkm 231), where the length of the discharge records was less than half the tidal period. At Trois-Rivières, the low skill can also be explained by the fact that tides are considerably weaker there than downstream, leading to only a very slight increase in the

Việc kiểm định lưu lượng triều được thực hiện tại mỗi mặt cắt đo đạc ở Hình 1. Các đặc trưng thống kê được thể hiện ở Bảng 5. Sai số căn quân phương nhìn chung đều tăng theo cường độ dòng triều, nhưng tính trung bình thì chúng vẫn dưới mức 6% lưu lượng cực đại (nghĩa là đỉnh lưu lượng triều rút). Chỉ có ở các đoạn Beauport (rkm 97) và Lauzon (rkm 100) có sai số căn quân phương tương đối vượt 10%. Vì có lưu lượng hạ lưu nên ở các nhánh Bắc và Nam của Đảo Orleans Island, khá chính xác [sic] (?) các sai số căn quân phương tương đối tại Château-Richer and Saint-Jean lần lượt là 6.3% và 5.3%, những sai số quân phương lớn hơn tại nhánh sông giáp đảo nhiều khả năng do sai số nội suy của số liệu mặt cắt từng nhánh (Matte và nnk. 2014b) kết hợp cùng các sai số địa hình tại chỗ gây nên khác biệt lớn giữa mực nước mô phỏng tại các trạm này (xem Bảng 3).

Nhìn chung, điểm kỹ năng dự báo tìm được đều rất cao ở mọi mặt cắt, chỉ trừ Bécancour (rkm 217) và Trois-Rivières (rkm 231), nơi có số liệu đo lưu lượng ngắn hơn nửa chu kỳ triều. Tại Trois-Rivières, điểm thấp còn có thể do thủy triều tại đây yếu hơn đáng kể so với hạ lưu, dẫn tới một mức tăng rất nhỏ về lưu lượng quan trắc trong suốt thời kỳ đo đạc. Tuy nhiên, mô hình đa tái lập được

observed discharge during the measurement period. The model, however, reproduced the average flow with an accuracy of approximately 5% near the upstream boundary, meaning that the right amount of water entered into the system through the upstream (water-level) boundary. Elsewhere, the very high skills indicate that the variability in tidal discharges and the overall dynamics were accurately reproduced, with errors evenly distributed throughout the system.

5 Conclusion | Kết luận

A 2D hydrodynamic model of the SLFE was developed based on a finite-element grid with an average spatial resolution of 50 m, far denser than previous/existing models. The model was calibrated and validated using water-level and velocity data collected in the summer of 2009, constituting the most detailed data set used to date in this section of the St. Lawrence. Results showed good agreement between modeled and observed water levels, with prediction skills higher than 0.99 at all stations and RMSEs corresponding to less than 5% of the local tidal ranges in the first 186 rkm; at upstream stations where tidal ranges are significantly reduced, RMSEs were lower than 6 cm. Similarly, errors in discharge remained within 6% of the maximum observed discharges at 11 of the 13 surveyed transects; larger relative errors at the two remaining sections can mainly be attributed to interpolation errors in the transect data and local bathymetric uncertainties. In Part II, the ability of the model to reproduce tidal and flow features observed in the field data is demonstrated. Together, these results confirm that the terrain description, boundary conditions, and parameterizations used in the model were well defined.

This research provides, for the first time, a detailed 2D description of the tidal hydrodynamics of this complex region, thoroughly validated with recent field data. This is the first step toward the development of a comprehensive model of the SLFE ecosystem that will be run in operational mode and include variables for the assessment of habitat and water quality [e.g., Morin et al. (2003)].

dòng chảy trung bình với độ chính xác xấp xỉ 5% gần biên thượng lưu, đồng nghĩa rằng một lượng nước đủ đã chảy vào hệ thống qua biên (mực nước) ở thượng lưu. Tại những chỗ khác, các điểm kỹ năng cao cho thấy rằng mô hình đã tái lập chính xác sự biến động lưu lượng triều cũng như chế độ thủy động lực tổng thể, với sai số được phân phối đều trên toàn hệ thống.

Một mô hình thủy động lực 2 chiều cho hệ thống SLFE được xây dựng dựa trên lưới phần tử hữu hạn có độ phân giải trung bình 50 m, dày hơn nhiều so với mô hình đã có trước đó. Mô hình này được hiệu chỉnh và kiểm định bằng số liệu mực nước và lưu tốc thu thập vào mùa hè năm 2009, tạo nên bộ số liệu chi tiết nhất tới giờ cho khúc sông St. Lawrence này. Kết quả cho thấy sự phù hợp tốt giữa các mực nước mô phỏng và đo đạc, với điểm kỹ năng dự báo cao hơn 0.99 tại tất cả các trạm và sai số căn quân phương tương ứng nhỏ hơn 5% của độ lớn thủy triều tại chỗ cho đoạn sông 186 rkm đầu; tại các trạm nơi mà độ lớn thủy triều bị giảm đi đáng kể, các sai số căn quân phương đều nhỏ dưới 6 cm. Tương tự, sai số về lưu lượng duy trì trong khoảng 6% của lưu lượng cực đại quan trắc được ở 11 trong số 13 mặt cắt khảo sát; những sai số tương đối lớn hơn ở hai đoạn còn lại chủ yếu là do sai số nội suy trong số liệu mặt cắt và những bất định về địa hình tại chỗ. Phần II sẽ thể hiện năng lực của mô hình trong việc tái lập các đặc điểm thủy triều và dòng chảy đã quan trắc trong số liệu khảo sát. Kết quả của hai phần cùng khẳng định rằng các mô tả về địa hình, điều kiện biên, cùng tham số hoá có trong mô hình đều được thiết lập rất tốt.

Nghiên cứu này lần đầu cung cấp cho ta một mô tả 2 chiều chi tiết về chế độ thủy động lực triều cho vùng phức tạp này, và đã được kiểm định kỹ với số liệu thực địa mới. Đây là bước đầu tiên hướng đến việc phát triển một mô hình trọn vẹn cho hệ sinh thái SLFE ecosystem vốn sẽ được chạy ở chế độ vận hành và bao gồm các biến số để đánh giá chất lượng nước và quần xã sinh vật [ví dụ Morin và nnk. (2003)].

6 Appendix: Shallow-Water Equations | Phụ lục: Các phương trình nước nông

The shallow-water equations as implemented in H2D2 can be written as follows (Heniche et al. 2000) for mass conservation [Eq. (3)] and momentum conservation [Eqs. (4a) and (4b)]:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} - (\gamma + \delta) \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_x}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{H} \right) + c^2 \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \times \left[\frac{\partial}{\partial x} (H \tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (H \tau_{xy}) + \tau_x^s - \tau_x^b \right] - f_c q_y = 0 \quad (4a)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_y q_x}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y q_y}{H} \right) + c^2 \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \times \left[\frac{\partial}{\partial x} (H \tau_{yx}) + \frac{\partial}{\partial y} (H \tau_{yy}) + \tau_y^s - \tau_y^b \right] - f_c q_x = 0 \quad (4b)$$

Các phương trình nước nông áp dụng trong H2D2 có thể được viết như sau (Heniche và nnk. 2000) cho bảo toàn khối lượng [PT (3)] và bảo toàn động lượng [các PT (4a) và (4b)]:

where $\mathbf{x}(x, y)$ = east and north Cartesian coordinates (m);
 t = time (s); h = water level (m); and $\mathbf{q}(q_x, q_y)$ = specific
discharge (m^2/s), defined as

trong đó $\mathbf{x}(x, y)$ = toạ độ Đề-các hướng Đông và Bắc (m);
 t = thời gian (s); h = mực nước (m); và $\mathbf{q}(q_x, q_y)$ = lưu
lượng đơn vị (m^2/s), định nghĩa bởi

$$\mathbf{q} = \mathbf{u}H \quad (5)$$

where $\mathbf{u}(u_x, u_y)$ = water velocity (m/s); and H = water
depth (m), defined as

trong đó $\mathbf{u}(u_x, u_y)$ = lưu tốc (m/s) còn H = độ sâu nước
(m), định nghĩa bởi

$$H = h - z_b \quad (6)$$

where z_b = bed level with respect to the mean sea level;
and c = celerity of waves (m/s), defined as

trong đó z_b = cao trình đáy so với mực biển trung bình
còn c = tốc độ truyền sóng (m), định nghĩa bởi

$$c = \sqrt{gH} \quad (7)$$

where g = gravitational acceleration (9.81 m/s); ρ = den-
sity of water (10^3 kg/m^3); and γ = Lapidus coefficient,
defined as (Heniche et al. 2000; Lapidus 1967)

trong đó g = gia tốc trọng trường (9.81 m/s); ρ = mật
độ của nước (10^3 kg/m^3); còn γ = hệ số Lapidus), định
nghĩa bởi (Heniche và nnk. 2000; Lapidus 1967)

$$\gamma = \gamma_0 \Delta^2 \sqrt{\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2} \quad (8)$$

where γ_0 = a constant value set to 2.5×10^{-5} ; Δ = local
element size (this added viscosity damps the solution only
in regions with a high water-level gradient, thus preventing
oscillations of the free surface); Δ = hydraulic conductiv-
ity (set to 0 in wet areas and to 1 in dry areas); and τ_{ij}
= Reynolds stress ($\text{kg/s}^2/\text{m}$), with each stress component
being defined as

trong đó γ_0 = hằng số, lấy bằng 2.5×10^{-5} ; Δ = kích cỡ
phần tử tại chỗ (độ nhớt bổ sung này có tác dụng làm tắt
dao động nghiệm chỉ ở những vùng có gra-đien mực nước
lớn, do vậy ngăn dao động mặt nước); Δ = độ dẫn thuỷ
lực (đặt bằng 0 với vùng ướt và 1 với vùng khô); còn τ_{ij}
= ứng suất Reynolds ($\text{kg/s}^2/\text{m}$), với từng thành phần ứng
suất được định nghĩa bởi

$$\frac{1}{\rho} \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} \\ \tau_{yx} & \tau_{yy} \end{bmatrix} = (\nu_\ell + \nu_t + \nu_n) \begin{bmatrix} 2\frac{\partial u_x}{\partial x} & \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x}\right) \\ \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x}\right) & 2\frac{\partial u_y}{\partial y} \end{bmatrix} \quad (9)$$

where ν_ℓ = laminar viscosity; ν_t = turbulent viscosity;
 ν_n = numerical viscosity; and ν_t is expressed either as a
constant viscosity or as a function of the flow gradient,
derived from the mixing length theory as (Rodi 1984)

where ν_ℓ = độ nhớt tầng; ν_t = độ nhớt rối; ν_n = độ nhớt số
trị; với ν_t được biểu diễn hoặc là theo một độ nhớt hằng
số hay một hàm phụ thuộc gra-đien dòng chảy được suy
từ lý thuyết chiều dài hoà trộn như (Rodi 1984)

$$\nu_t = l_m^2 \sqrt{2 \left(\frac{\partial u_x}{\partial x}\right)^2 + 2 \left(\frac{\partial u_y}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x}\right)^2} \quad (10)$$

where l_m = mixing length and is defined as (Ouellet et al.
1986; Soulaïmani 1983)

trong đó l_m = chiều dài hoà trộn và được định nghĩa như
(Ouellet et al. 1986; Soulaïmani 1983)

$$l_m = \lambda H \quad (11)$$

with a calibration coefficient λ set to 1 [this representa-
tion of the mixing length differs from Smagorinsky's (1963)
subgrid model in that the length scale at which turbulent
processes can be represented is limited by a fraction of the
local depth instead of the element size Δ ; in the present
application, the mean depth is overall smaller than the av-
erage element size, although spatial variations of the depth
do not necessarily follow the variations in mesh resolution];
 ν_n is controlled by the Peclet number P (Zienkiewicz et
al. 2014), as follows:

với một hệ số hiệu chỉnh λ đặt bằng 1 [cách biểu diễn
chiều dài hoà trộn này khác với một hình phân lưới của
Smagorinsky (1963) ở chỗ: quy mô độ dài tại đó quá trình
rối động có thể biểu diễn thì bị hạn chế bởi một phần của
độ sâu tại chỗ thay vì kích cỡ phần tử Δ ; trong bài này,
độ sâu trung bình nhìn chung là nhỏ hơn kích cỡ phần tử
trung bình, mặc dù sự biến động độ sâu trong không gian
thì không nhất thiết phải theo biến động về độ phân giải
lưới]; ν_n bị kiểm soát bởi số Peclet number P (Zienkiewicz
và nnk. 2014), như sau:

$$\nu_n = \left| \frac{q}{H} \right| \frac{\Delta}{P} \quad (12)$$

τ_i^s = surface friction (N/m), defined as

τ_i^s = ma sát bề mặt (N/m), định nghĩa bởi

$$\tau_i^s = \rho_a C_w |w| w_i \quad (13)$$

where ρ_a = air density; C_w = wind drag coefficient (cf. Heniche et al. 2000); and $\mathbf{w}(w_x, w_y)$ = wind velocity; τ_i^b = bottom friction (N/m²), defined as

$$\tau_i^b = \left(\alpha + \frac{\rho g n^2 |q|}{H^{7/3}} \right) q_i \quad (14)$$

where α = a damping coefficient acting as a linear friction parameter (set to 0 in the present application); n = the Manning coefficient, which defines quadratic resistance to flow by substrate, macrophytes, macrorugosity, and so forth, with each being quadratically added as follows (Boudreau et al. 1994):

$$n^2 = \sum_m n_m^2 \quad (15)$$

f_c = Coriolis factor (s⁻¹), defined as

$$f_c = 2\omega \sin \varphi \quad (16)$$

where ω = Earth's rotational rate; and φ = latitude.

The weak form of the shallow-water equations is derived via the Galerkin weighted residuals method (Dhatt et al. 2005; Heniche et al. 2000). The higher-order terms and the continuity equation are integrated by parts, leading to a natural condition of impermeability on solid boundaries where no explicit condition is specified (i.e., $q_n = 0$, where q_n is the specific discharge normal to the boundary).

trong đó ρ_a = mật độ không khí; C_w = hệ số cản của gió (xem Heniche và nnk. 2000); còn $\mathbf{w}(w_x, w_y)$ = vận tốc gió; τ_i^b = ma sát đáy (N/m²), định nghĩa bởi

trong đó α = một hệ số tắt dao động đóng vai trò như tham số ma sát tuyến tính (đặt bằng 0 trong bài này); n = hệ số Manning, vốn quy định sức cản bậc hai đến dòng chảy từ các yếu tố nền đáy sông, thực vật, độ gồ ghề, từng yếu tố được bổ sung theo số hạng bậc hai như sau (Boudreau và nnk. 1994):

f_c = hệ số Coriolis (s⁻¹), định nghĩa bởi

trong đó ω = tốc độ quay của trái đất còn φ = vĩ độ.

Dạng yếu của các PT nước nông được xây dựng từ phương pháp phần dư trọng số Galerkin (Dhatt và nnk. 2005; Heniche và nnk. 2000). Các số hạng bậc cao và PT liên tục được lấy tích phân từng phần, dẫn đến một điều kiện tự nhiên của tính không thấm tại các biên cứng, nơi ta không quy định một điều kiện tường minh cho nó (nghĩa là $q_n = 0$, với q_n là lưu lượng đơn vị hướng vuông góc với đường biên).

Acknowledgements | Lời cảm tạ

Work by Pascal Matte was supported by scholarships from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and Fonds de recherche du Québec—Nature et technologies. The authors thank Environment Canada (Meteorological Service of Canada) for financial support; the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques (MDDELCC) for financing the LIDAR campaign; and the Canadian Hydrographic Service (CHS) and Ministère des Transports du Québec (MTQ) for providing bathymetric and topographic data. Special thanks go to Olivier Champoux, Patrice Fortin, Jimmy Poulin, Charles Gignac, and Alain Soucy for their contribution to this work. The authors also thank Daniel Bourgault for his valued comments on a previous version of the manuscript and two anonymous reviewers for their constructive comments. Tide gauge data are available for download from the DFO's Canadian Tides and Water Levels Data Archive (<http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/index-eng.htm>). The H2D2 software and source code are freely available for download, upon request to Yves Secretan, at http://www.gre-ehn.ete.inrs.ca/H2D2/contenu_download.

Nghiên cứu của Pascal Matte được hỗ trợ qua nguồn bổng do Hội đồng Nghiên cứu Khoa học tự nhiên và Kỹ thuật Canada và Quỹ nghiên cứu Tự nhiên và Công nghệ Québec tài trợ. Nhóm tác giả cảm ơn Environment Canada (Cục Khí tượng Canada) hỗ trợ tài chính; Bộ Môi trường, Biến đổi Khí hậu và Phát triển Bền vững (MDDELCC) hỗ trợ tài chính để đo đạc LIDAR; và Cục Đo đạc Thủy văn Canada (CHS) cùng Tổng cục Giao thông Vận tải Québec (MTQ) đã cung cấp số liệu địa hình trên cạn và dưới nước. Đặc biệt cảm ơn Olivier Champoux, Patrice Fortin, Jimmy Poulin, Charles Gignac, và Alain Soucy vì những đóng góp của họ vào nghiên cứu này. Nhóm tác giả cũng cảm ơn Daniel Bourgault với những góp ý có giá trị về một phiên bản trước của bài viết, cùng hai người phản biện khuyết danh đã góp ý mang tính xây dựng. Số liệu trạm đo triều có thể tải về từ Kho dữ liệu Mực nước và thủy triều Canada của DFO (<http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/index-eng.htm>). Phần mềm H2D2 đang mã nguồn có thể tải về miễn phí khi gửi yêu cầu tới Yves Secretan, tại http://www.gre-ehn.ete.inrs.ca/H2D2/contenu_download.

Tài liệu

- [1] Arhonditsis, G. B., and Brett, M. T. (2004). "Evaluation of the current state of mechanistic aquatic biogeochemical modeling." *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 271, 13-26.

- [2] Biondi, D., Freni, G., Iacobellis, V., Mascaro, G., and Montanari, A. (2012). “Validation of hydrological models: Conceptual basis, methodological approaches and a proposal for a code of practice.” *Phys. Chem. Earth Parts A, B, C*, 42-44, 70-76.
- [3] Bois, P. A. (2000). *Introduction à la mécanique théorique des fluides*, Ellipses, Paris.
- [4] Bouchard, A., and Morin, J. (2000). “Reconstitution des débits du fleuve Saint-Laurent entre 1932 et 1998.” Rep. Rapport Technique RT-101, Environment Canada, Montréal.
- [5] Boudreau, P., Leclerc, M., and Fortin, G. R. (1994). “Modélisation hydrodynamique du lac Saint-Pierre, fleuve Saint-Laurent: l’Influence de la végétation aquatique.” *Can. J. Civ. Eng.*, 21(3), 471-489.
- [6] Bourgault, D., and Koutitonsky, V. G. (1999). “Real-time monitoring of the freshwater discharge at the head of the St. Lawrence Estuary.” *Atmos. Ocean*, 37(2), 203-220.
- [7] Burningham, H., and French, J. (2011). “Seabed dynamics in a large coastal embayment: 180 years of morphological change in the outer Thames Estuary.” *Hydrobiologia*, 672(1), 105-119.
- [8] Buschman, F. A., Hoitink, A. J. F., van der Vegt, M., and Hoekstra, P. (2009). “Subtidal water level variation controlled by river flow and tides.” *Water Resour. Res.*, 45(10), W10420.
- [9] Cea, L., and French, J. R. (2012). “Bathymetric error estimation for the calibration and validation of estuarine hydrodynamic models.” *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 100, 124-132.
- [10] Chassé, J., El-Sabh, M. I., and Murty, T. S. (1993). “A numerical model for water level oscillations in the St. Lawrence Estuary, Canada. Part I: Tides.” *Mar. Geod.*, 16(2), 109-124.
- [11] Cheylus, J. F., and Ouellet, Y. (1971). “Étude du modèle mathématique de la propagation des marées dans le fleuve Saint-Laurent. Application du modèle mathématique et étude de la Région de l’Île d’Orléans.” Rep. Rapport CRE-71/05, Université Laval, Québec.
- [12] Dailey, J. E., and Harleman, D. R. F. (1972). “Numerical model for the prediction of transient water quality in estuary networks.” Rep. No. 158, RT72-72, Hydrodynamics Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- [13] De Borne de Grandpré, C., El-Sabh, M. I., and Salomon, J. C. (1981). “A two-dimensional numerical model of the vertical circulation of tides in the St. Lawrence Estuary.” *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 12(4), 375-387.
- [14] Dhatt, G., Touzot, G., and Lefrançois, E. (2005). *Méthode des éléments finis—Une présentation*, Hermes-Lavoisier, Paris.
- [15] Dias, J. M., and Lopes, J. F. (2006). “Implementation and assessment of hydrodynamic, salt and heat transport models: The case of Ria de Aveiro Lagoon (Portugal).” *Environ. Modell. Software*, 21(1), 1-15.
- [16] Doyon, B. (2011). “Recherche de nouvelles aires de dépôt de matériaux dragués dans le secteur de Saint-Pierre-les-Becquets.” Rep. Rapport Technique, Secteur Génie hydraulique de la Garde côtière canadienne—Région du Québec, Québec.
- [17] Dronkers, J. J. (1964). *Tidal computations in rivers and coastal waters*, North-Holland, Amsterdam.
- [18] El-Sabh, M. I., and Murty, T. S. (1990). “Mathematical modelling of tides in the St. Lawrence Estuary.” *Oceanography of a large-scale estuarine system: The St. Lawrence*, M. I. El-Sabh and N. Silverberg, eds., Springer, New York, 10-50.
- [19] Ernstsen, V., Noormets, R., Hebbeln, D., Bartholomä, A., and Flemming, B. (2006). “Precision of high-resolution multibeam echo sounding coupled with high-accuracy positioning in a shallow water coastal environment.” *Geo-Mar. Lett.*, 26(3), 141-149.
- [20] Espino, M., Maidana, M. A., Sánchez-Arcilla, A., and German, A. (2007). “Hydrodynamics in the Huelva Estuary: Tidal model calibration using field data.” *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)0733-950X(2007)133:5(313), 313-323.
- [21] Falcão, A. P., Mazzolari, A., Gonçalves, A. B., Araújo, M. A. V. C., and Trigo-Teixeira, A. (2013). “Influence of elevation modelling on hydrodynamic simulations of a tidally-dominated estuary.” *J. Hydrol.*, 497, 152-164.
- [22] Gagnon, M. (1994). “Modélisation tridimensionnelle des courants de marée et de densité dans l’estuaire du Saint-Laurent par la méthode des éléments finis.” Ph.D. thesis, Univ. Laval, Québec.
- [23] Godin, G. (1971). “Hydrodynamical studies in the St. Lawrence River.” MS Rep. No. 18, Marine Sciences Branch, Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
- [24] Godin, G. (1972). *The analysis of tides*, University of Toronto Press, Toronto.
- [25] Godin, G. (1984). “The tide in rivers.” *Int. Hydrogr. Rev.*, 61, 159-170.
- [26] Godin, G. (1999). “The propagation of tides up rivers with special considerations on the upper Saint Lawrence River.” *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 48(3), 307-324.

- [27] H2D2 [Computer software]. INRS-ETE, Univ. du Québec, Québec.
- [28] Heniche, M., Secretan, Y., Boudreau, P., and Leclerc, M. (2000). “A two-dimensional finite element drying-wetting shallow water model for rivers and estuaries.” *Adv. Water Resour.*, 23(4), 359-372.
- [29] Hsu, M. H., Kuo, A. Y., Kuo, J. T., and Liu, W. C. (1999). “Procedure to calibrate and verify numerical models of estuarine hydrodynamics.” *J. Hydraul. Eng.*, 10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:2(166), 166-182.
- [30] Jay, D. A., and Kukulka, T. (2003). “Revising the paradigm of tidal analysis—The uses of non-stationary data.” *Ocean Dyn.*, 53(3), 110-125.
- [31] Jung, H. C., et al. (2012). “Calibration of two-dimensional floodplain modeling in the central Atchafalaya Basin floodway system using SAR interferometry.” *Water Resour. Res.*, 48(7), W07511.
- [32] Kamphuis, J. W. (1968). “Mathematical model study of the propagation of tides in the St. Lawrence River and Estuary.” Rep. MH 105, National Resource Council of Canada, Ottawa.
- [33] Kukulka, T., and Jay, D. A. (2003). “Impacts of Columbia River discharge on salmonid habitat: 1. A nonstationary fluvial tide model.” *J. Geophys. Res.*, 108(C9).
- [34] Lapidus, A. (1967). “A detached shock calculation by second-order finite differences.” *J. Comput. Phys.*, 2(2), 154-177.
- [35] LeBlond, P. H. (1979). “Forced fortnightly tides in shallow rivers.” *Atmos. Ocean*, 17(3), 253-264.
- [36] Leclerc, M., Bellemare, J. F., and Trussard, S. (1990). “Simulation hydrodynamique de l’estuaire supérieur du fleuve Saint-Laurent (Canada) avec un modèle aux éléments finis couvrant-découvrant.” *Can. J. Civ. Eng.*, 17(5), 739-751.
- [37] Lefavre, D., Astous, A. D., and Matte, P. (2016). “Hindcast of water level and flow in the St. Lawrence River over the 2005-2012 period.” *Atmos. Ocean*, 1-14.
- [38] Lefavre, D., Hamdi, S., and Morse, B. (2009). “Statistical analysis of the 30-day water level forecasts in the St. Lawrence River.” *Mar. Geod.*, 32(1), 30-41.
- [39] Lévesque, L. (1977). “Étude du modèle mathématique de la propagation de la marée dans l’Estuaire du Saint-Laurent.” Rep. Cahier d’Information, No. 2, Section d’Océanographie, Univ. du Québec à Rimouski, Québec.
- [40] Lévesque, L., Murty, T. S., and El-Sabh, M. I. (1979). “Numerical modeling of tidal propagation in the St. Lawrence Estuary.” *Int. Hydrogr. Rev.*, 56(2), 117-132.
- [41] Liu, Y., MacCready, P., Hickey, B. M., Dever, E. P., Kosro, P. M., and Banas, N. S. (2009). “Evaluation of a coastal ocean circulation model for the Columbia River plume in summer 2004.” *J. Geophys. Res.*, 114, C00B04.
- [42] Marche, C., and Partensky, H. W. (1974). “Étude de la déformation progressive de l’onde de marée dans l’Estuaire du Saint-Laurent.” Rep. Rapport de la section hydraulique, École Polytechnique, Univ. de Montréal, Montréal.
- [43] Matte, P., Jay, D. A., and Zaron, E. D. (2013). “Adaptation of classical tidal harmonic analysis to nonstationary tides, with application to river tides.” *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30(3), 569-589.
- [44] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2014a). “Temporal and spatial variability of tidal-fluvial dynamics in the St. Lawrence fluvial estuary: An application of nonstationary tidal harmonic analysis.” *J. Geophys. Res.*, 119(9), 5724-5744.
- [45] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2014b). “Quantifying lateral and intratidal variability in water level and velocity in a tide-dominated river using combined RTK GPS and ADCP measurements.” *Limnol. Oceanogr. Methods*, 12(5), 281-302.
- [46] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2014c). “A robust estimation method for correcting dynamic draft error in PPK GPS elevation using ADCP tilt data.” *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 31(3), 729-738.
- [47] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2017). “Hydrodynamic modeling of the St. Lawrence fluvial estuary. II: Reproduction of spatial and temporal patterns.” *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000394, 04017011.
- [48] MODELEUR [Computer software]. INRS-ETE, Univ. du Québec, Québec.
- [49] Morin, J., Boudreau, P., Secretan, Y., and Leclerc, M. (2000a). “Pristine Lake Saint-François, St. Lawrence River: Hydrodynamic simulation and cumulative impact.” *J. Great Lakes Res.*, 26(4), 384-401.
- [50] Morin, J., and Champoux, O. (2006). “Integrated modelling of the physical processes and habitats of the St. Lawrence River.” *Water availability issues for the St. Lawrence River: An environmental synthesis*, A. Talbot, ed., Environment Canada, Montréal, 24-39.
- [51] Morin, J., Leclerc, M., Secretan, Y., and Boudreau, P. (2000b). “Integrated two-dimensional macrophytes-hydrodynamic modeling.” *J. Hydraul. Res.*, 38, 163-172.

- [52] Morin, J., et al. (2003). "Emergence of new explanatory variables for 2D habitat modelling in large rivers: The St. Lawrence Experience." *Can. Water Resour. J.*, 28(2), 249-272.
- [53] Morse, B. (1990). "St-Lawrence River water-levels study: Application of the ONE-D hydrodynamic model." Transport Canada, Waterways Development Div., Canadian Coast Guard, Ottawa.
- [54] Ouellet, Y., and Cerceau, J. (1975). "Simulation of the salinity distribution in the St. Lawrence Estuary by a two-dimensional mathematical model." Proc., Symp. on Modeling Techniques for Waterways, Harbors and Coastal Engineering, ASCE, Reston, VA.
- [55] Ouellet, Y., Dupuis, P., and Soulaïmani, A. (1986). "Modélisation d'un écoulement tourbillonnaire en régime permanent." *Can. J. Civ. Eng.*, 13(3), 310-317.
- [56] Partensky, H. W., and Warmoes, J. C. (1970). "Étude des marées dans l'Estuaire du Saint-Laurent à l'aide d'un modèle mathématique linéarisé." Rep. Rapport soumis au Conseil National de Recherche du Canada, National Resource Council of Canada, Ottawa.
- [57] Pawlowicz, R., Beardsley, B., and Lentz, S. (2002). "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE." *Comput. Geosci.*, 28(8), 929-937.
- [58] Power, M. (1993). "The predictive validation of ecological and environmental models." *Ecol. Modell.*, 68(1-2), 33-50.
- [59] Prandle, D. (1970). "Combined one and two-dimensional mathematical model of the St. Lawrence River." Rep. LTR-HY-13, Canadian Hydraulics Centre, National Research Council of Canada, Ottawa.
- [60] Prandle, D. (1971). "St. Lawrence River tidal model study—Québec Harbour study—Results of numerical model tests." Rep. LTR-HY-18, Canadian Hydraulics Centre, National Research Council of Canada, Ottawa.
- [61] Prandle, D., and Crookshank, N. L. (1972). "Numerical studies of the St. Lawrence River." Technical Rep., Div. of Mechanical Engineering, National Research Council of Canada, Ottawa.
- [62] Prandle, D., and Crookshank, N. L. (1974). "Numerical model of the St. Lawrence River estuary." *J. Hydr. Div.*, 100(4), 517-529.
- [63] Rayson, M. D., Gross, E. S., and Fringer, O. B. (2015). "Modeling the tidal and sub-tidal hydrodynamics in a shallow, micro-tidal estuary." *Ocean Modell.*, 89, 29-44.
- [64] Robert, S., Plotte, D., Rassam, J. C., Boivin, R., Larivière, R., and Hausser, R. (1992). "Study of the hydraulic regime of the St. Lawrence River between Montréal and the city of Québec." *Can. J. Civ. Eng.*, 19(1), 78-85.
- [65] Rodi, W. (1984). "Turbulence models and their application in hydraulics." State of the Art Paper, IAHR-AIRH, International Association for Hydraulic Research, Delft, Netherlands.
- [66] Sassi, M. G., Hoitink, A. J. F., de Brye, B., Vermeulen, B., and Deleersnijder, E. (2011). "Tidal impact on the division of river discharge over distributary channels in the Mahakam Delta." *Ocean Dyn.*, 61(12), 2211-2228.
- [67] Saucier, F. J., and Chassé, J. (2000). "Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary." *Atmos. Ocean*, 38(4), 505-556.
- [68] Saucier, F. J., Roy, F., Pellerin, D. P., and Ritchie, H. (2003). "Modeling the formation and circulation processes of water masses and sea ice in the Gulf of St. Lawrence, Canada." *J. Geophys. Res.*, 103(C8), 3269-3289.
- [69] Saucier, F. J., et al. (1997). Atlas of tidal currents: St. Lawrence Estuary, from cap de bon-désir to trois-rivières, Canadian Hydrographic Service, Fisheries and Oceans Canada, Ottawa.
- [70] Saucier, F. J., et al. (1999). "The making of a surface current atlas of the St. Lawrence Estuary, Canada." Proc., 4th Int. Conf. on Computer Modelling of Seas and Coastal Regions, Wessex Institute of Technology, Southampton, U.K.
- [71] Saucier, F. J., et al. (2009). "Modélisation de la circulation dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent en réponse aux variations du débit d'eau douce et des vents." *J. Water Sci.*, 22(2), 159-176.
- [72] Schmid, K. A., Hadley, B. C., and Wijekoon, N. (2011). "Vertical accuracy and use of topographic LIDAR data in coastal marshes." *J. Coastal Res.*, 116-132.
- [73] Secretan, Y., and Leclerc, M. (1998). "MODELEUR: A 2D hydrodynamic G.I.S. and simulation software." Proc., 3rd Int. Conf. on Hydroinformatics '98, International Association for Hydraulic Research, Delft, Netherlands.
- [74] Secretan, Y., Leclerc, M., Duchesne, S., and Heniche, M. (2001). "Une méthodologie de modélisation numérique de terrain pour la simulation hydrodynamique bidimensionnelle." *J. Water Sci.*, 14(2), 187-212.
- [75] Simons, R. D., Monismith, S. G., Saucier, F. J., Johnson, L. E., and Winkler, G. (2010). "Modelling stratification and baroclinic flow in the estuarine transition zone of the St. Lawrence Estuary." *Atmos. Ocean*, 48(2), 132-146.

- [76] Smagorinsky, J. (1963). "General circulation experiments with the primitive equations." *Mon. Weather Rev.*, 91(3), 99-164.
- [77] Smith, G. C., Roy, F., and Brasnett, B. (2013). "Evaluation of an operational ice-ocean analysis and forecasting system for the Gulf of St Lawrence." *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 139(671), 419-433.
- [78] Soulaïmani, A. (1983). "Nouveaux aspects de l'application de la méthode des éléments finis en hydrodynamique." Ph.D. thesis, Univ. Laval, Québec.
- [79] Spitz, Y. H., and Klinck, J. M. (1998). "Estimate of bottom and surface stress during a spring-neap tide cycle by dynamical assimilation of tide gauge observations in the Chesapeake Bay." *J. Geophys. Res.*, 103(C6), 12761-12782.
- [80] Tee, K. T., and Lim, T. H. (1987). "The freshwater pulse—A numerical model with application to the St. Lawrence Estuary." *J. Mar. Res.*, 45(4), 871-909.
- [81] Umgiesser, G., Canu, D. M., Cucco, A., and Solidoro, C. (2004). "A finite element model for the Venice Lagoon. Development, set up, calibration and validation." *J. Mar. Syst.*, 51(1-4), 123-145.
- [82] Vincent, R. (1965). "An investigation of the tidal characteristics of the St. Lawrence Estuary by a mathematical model." Ph.D. thesis, Univ. Laval, Québec.
- [83] Wang, B., Fringer, O. B., Giddings, S. N., and Fong, D. A. (2009). "High-resolution simulations of a macrotidal estuary using SUNTANS." *Ocean Modell.*, 28(1-3), 167-192.
- [84] Warner, J. C., Geyer, W. R., and Lerczak, J. A. (2005). "Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment." *J. Geophys. Res.*, 110(C5).
- [85] Willmott, C. J. (1982). "Some comments on the evaluation of model performance." *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 63(11), 1309-1313.
- [86] Willmott, C. J., et al. (1985). "Statistics for the evaluation and comparison of models." *J. Geophys. Res.*, 90(C5), 8995-9005.
- [87] Zhong, L., and Li, M. (2006). "Tidal energy fluxes and dissipation in the Chesapeake Bay." *Cont. Shelf Res.*, 26(6), 752-770.
- [88] Zienkiewicz, O. C., Taylor, R. L., and Nithiarasu, P. (2014). *The finite element method for fluid dynamics*, 7th Ed., Butterworth-Heinemann, Waltham, MA.

