

محاسبه تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس

اکبر رشیدی ابراهیم حصاری^{۱*}، رضوان سلامی ابیانه^۲

۱- استادیار گروه فیزیک دریا، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، مازندران، نور. پست الکترونیکی:

akbar.rashidi@modares.ac.ir

۲- دانشجوی دکتری فیزیک دریا، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران. پست الکترونیکی: abyanehl@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۹/۳/۳۱

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۱/۳

چکیده

در این مطالعه، به منظور محاسبه تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس از نسخه تغییر یافته مدل سه بعدی هیدروستاتیکی اجزاء متناهی QUODDY-4 استفاده شد. تفاوت این نسخه با نسخه اصلی در مدولی است که برای محاسبه ضریب اصطکاک بستری به مدل اضافه شده است. توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری با استفاده از یک راه‌کار هیدرودینامیکی محاسبه گردید که در آن ارتباط ضریب اصطکاک موجی و دیگر مشخصه‌های اصطکاک در لایه‌ی مرزی بستری با پارامترهای بدون بعدی نظیر عدد سطحی راسبی، عدد رینولدز برای جریان و فرکانس اینرسی نسبی توصیف می‌گردد. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس از $0/0005$ تا $0/006$ متغیر است و در اغلب مناطق خلیج فارس به ویژه در مناطقی که عمق آن‌ها از ۵۰ متر بیشتر است، از مقدار ثابت پیش‌فرض در مدل‌های عددی کمتر می‌باشد. بنابراین استفاده از مقدار ثابت برای ضریب اصطکاک در محیط‌های کم عمق و دریا‌های کناری مانند خلیج فارس نیازمند تأمل و تمهیدات ویژه‌ای است.

کلمات کلیدی: خلیج فارس، ضریب اصطکاک بستری، مدل عددی QUODDY-4.

۱. مقدمه

سبب موقعیت جغرافیایی محیط‌های اقیانوسی، عمق، شکل سواحل و... دارای تغییرات قابل توجهی نسبت به سایر محیط‌های اقیانوسی هستند.

در برخی محیط‌های اقیانوسی مانند سواحل شمالی خلیج مکزیک و دریای جاوا کشند هر روز فقط یک بار اتفاق می‌افتد (کشند نوع روزانه). این در حالی است که در اغلب محیط‌های اقیانوسی در هر شبانه روز دو بار کشند رخ می‌دهد (کشند نیم‌روزانه). چنانچه ارتفاع دو فراکشند و فروکشند رخ داده متفاوت از یکدیگر باشند، به این نوع کشندها، کشند مختلط اطلاق می‌گردد. در بسیاری از محیط‌های اقیانوسی از جمله خلیج فارس، کشندها از نوع مختلط هستند (Marchuk and Kagan, 1991).

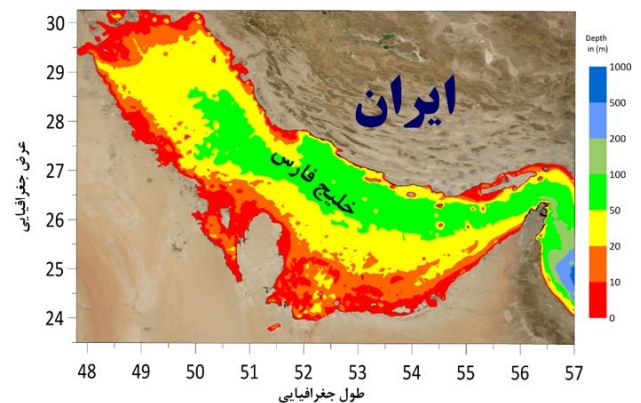
کشندها یکی از حرکات تناوبی آب‌های اقیانوسی هستند که بر اثر اعمال نیروی جاذبه‌ی ماه و خورشید بر بدنه‌ی آب‌های اقیانوسی واقع در کره‌ی زمین به وجود می‌آیند. بالا آمدن و پایین رفتن قائم سطح آب دریا بر اثر نیروی گرانش ماه و خورشید را کشند و حرکت افقی ناشی از این بالا و پایین رفتن را جریان کشندی می‌گویند. گرچه جرم خورشید 30 میلیون برابر جرم ماه است اما خورشید 390 برابر دورتر از ماه نسبت به زمین قرار دارد. از این رو و با توجه به تأثیر $2,2$ برابری اثر جاذبه‌ی ماه نسبت به خورشید؛ می‌توان گفت که عمدتاً کشندها بیشتر تحت کنترل ماه هستند (Thurman, 1994). دامنه و دوره‌ی کشند به

مدل‌ها در فلات قاره پتاگونیا^۲ بین ۱۹,۲ تا ۹۹,۷ سانتی‌متر گزارش شده‌است. سوال این است که دلیل چنین تفاوتی در دقت مدل‌های کشندی در آب‌های آزاد و مناطق کم عمق ساحلی چیست؟ به نظر می‌رسد خطای این مدل‌ها در کنار عوامل دیگر، با شیوه‌ی محاسبه‌ی تنش بستری^۳ در ارتباط باشد. تنش بستری از عوامل اصلی کنترل و شکل‌گیری کشند در آب‌های کم عمق محسوب می‌گردد. استهلاك انرژی کشندی در مناطق کم عمق ساحلی و نحوه انعکاس امواج کشندی از سواحل به طور مستقیم با مقدار تنش بستری و ضریب اصطکاک بستری در این مناطق مرتبط می‌باشد. بدین ترتیب هرگونه تلاش برای ارتقاء دقت در محاسبه‌ی این ضریب، تأثیر مستقیم بر فرآیند بازتولید کشند و مطالعات مرتبط با آن توسط مدل‌های عددی و دینامیکی در مطالعات دریایی خواهد داشت (Kagan et al., 2012).

سال‌های متمادی در پژوهش‌های مربوط به دینامیک کشند، برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری از یک مقدار ثابت برابر با ۰,۰۰۲۶ یا به شکل رند شده‌ی آن ۰,۰۰۳ که توسط تیلور (۱۹۱۹) برای دریای ایرلند به دست آمده بود استفاده می‌گردید. بعدها قانون مربعی متناسب با مجذور سرعت در لایه‌ی مرزی بستری جایگزین استفاده از یک ضریب ثابت گردید. این دیدگاه در مورد ضریب اصطکاک بستری با انجام مطالعات جدید، همچنین اندازه‌گیری‌های میدانی در بخش‌های مختلف اقیانوس‌ها مورد تردید قرار گرفت. از جمله‌ی این مطالعات می‌توان به تحقیقات انجام شده توسط (Carrera (1968), Das (1991), Lardner, Smedstad (1991), Marchuk and Kagan (1991) (1993), Thacker (1998) و (Ulman (1998) اشاره کرد. بعدها (Lu and Zhang (2004), He et al (2004), (2006) نیز با حل معادلات مربوط به دینامیک کشند اعتبار روش‌های پیشین محاسبه و استفاده‌ی ضریب اصطکاک بستری را به طور اساسی مورد تردید قرار دادند. نتایج تحقیقات ایشان حاکی از این بود که تغییرات ضریب اصطکاک بستری از ناحیه‌ای به ناحیه‌ی دیگر متناسب با ساختار و اندازه‌ی اجزاء سازنده‌ی بستر، همچنین موقعیت اجزاء ناهمواری بستری نسبت به یکدیگر، می‌تواند از ۰,۰۰۰۶ تا ۰,۰۲ متغیر باشد.

تا کنون سه روش عمده برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، خلیج فارس می‌باشد. این خلیج یک محیط نیمه بسته کم عمق دریایی است که از نظر نظامی، اقتصادی و سیاسی یکی از آبراه‌های بسیار مهم راهبردی در جهان به شمار می‌رود (Sadriinasab, 2010). خلیج فارس از طریق تنگه هرمز به دریای عمان و اقیانوس هند متصل شده و در موقعیت جغرافیایی ۲۳,۸ تا ۳۰,۲۴ درجه شمالی و ۴۷,۵ تا ۵۶,۵ درجه‌ی شرقی واقع شده است (شکل ۱). کشند در اقیانوس هند از طریق دریای عمان و تنگه هرمز وارد خلیج فارس می‌شود. بین کشند در خلیج فارس و تنگه هرمز تشدید روی می‌دهد. کشندها در خلیج فارس امواج ایستاده‌ی پیچیده‌ای هستند و الگوی غالب کشند، از نوع روزانه شامل مولفه‌های O_1 و K_1 و نیم‌روزانه شامل مولفه‌های M_2 و S_2 می‌باشد. دامنه کشند در خلیج فارس در برخی نقاط به بیش از یک متر می‌رسد. در این مطالعه هر چهار مولفه‌ی اصلی ذکر شده برای محاسبه توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری مورد استفاده قرار می‌گیرند.



شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی خلیج فارس ترسیم شده با استفاده از نرم افزار Surfer، مبتنی بر داده‌های بسیمتری GEBCO با تفکیک ۱۵ ثانیه، همچنین BaseMap مبتنی بر تصاویر ماهواره‌ای USGS Worldwide Topographic Base

بیش از دو دهه از پرتاب ماهواره تاپیکس/پوزیدون^۱ می‌گذرد. تاکنون داده‌های ترازسنجی این ماهواره در بیش از ۲۰ مدل جهانی کشندی مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج نشان داده‌اند که خطای این مدل‌ها در قالب خطای مطلق میانگین مربعات در اقیانوس باز کمتر از ۲ سانتی‌متر و در بخش‌های ساحلی از ۲,۴ تا ۲۹۳,۲ سانتی‌متر، متغیر بوده است. به عنوان مثال خطای این

² Patagonian shelf

³ Bottom Friction

¹ TOPEX/Poseidon

با توجه به اهمیت ذکر شده در خصوص ضرورت محاسبه دقیق ضریب اصطکاک بستری، در این مطالعه با استفاده از یک راهکار هیدرودینامیکی متمرکز بر ویژگی‌های لایه‌ی مرزی بستری به محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس پرداخته می‌شود. این روش توسط کاگان (۲۰۰۵) ارائه شده و در مطالعات متعددی برای تعیین توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری در حوضه‌های دریایی مختلف از جمله دریای سفید، دریای بارتس، دریای گرینلند، دریای نروژ استفاده شده است. در این مطالعه شکل اصلاح شده‌ی آن برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس مورد استفاده قرار گرفته است. از مزایای اصلی این روش می‌توان مرتفع شدن محدودیت‌های موجود در راهکارهای هیدرولیکی و نیمه تجربی را برشمرد. ادامه به معرفی کامل این راهکار پرداخته خواهد شد. بدین ترتیب ضمن محاسبه‌ی توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری، این پژوهش به دنبال تعیین محدوده‌ی تغییرات ضریب اصطکاک بستری در مناطق مختلف خلیج فارس نیز می‌باشد.

۲. مواد و روش‌ها

چنانچه در بخش مقدمه و کلیات اشاره گردید، در این مطالعه به منظور محاسبه تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس، از یک راهکار هیدرودینامیکی استفاده شده است (Kagan, 2005). با استفاده از این روش، نیازی به توزیع قائم پیش فرض برای ضریب ناروانی پیچه‌ای نخواهد بود. همچنین امکان محاسبه تغییر فاز بین تنش بستری و سرعت جریان در خارج از لایه مرزی بستری که معمولاً از آن چشم‌پوشی می‌گردد، نیز فراهم می‌شود. همچنین در این روش بستر دریا از نظر هیدرودینامیکی و بر پایه‌ی مقایسه‌ی ارتفاع اجزاء ناهمواری‌های بستر دریا با ضخامت لایه‌ی ناروان بستری به سه نوع هموار، نیمه هموار و ناهموار تقسیم شده و برای هر کدام از این انواع، رابطه‌ی ای مجزا برای محاسبه ضریب اصطکاک بستری ارائه شده است. چنانچه ارتفاع اجزاء ناهمواری بستر دریا از ضخامت لایه‌ی ناروان کوچک‌تر باشند، بستر از نظر هیدرودینامیکی هموار فرض می‌گردد. ضخامت این لایه مرزی از رابطه $z = \nu/9U$ محاسبه می‌گردد که در آن U دامنه تغییرات سرعت اصطکاک‌ی و ν ضریب ناروانی سینماتیکی می‌باشد. اگر ارتفاع اجزاء ناهمواری هم اندازه با ضخامت لایه‌ی مذکور باشد، بستر نیمه هموار و

بستری مورد استفاده قرار گرفته‌اند. الف- راهکار هیدرولیکی ب- روش مبتنی بر حل معادلات برای لایه‌ی مرزی بستری با در نظر گرفتن پروفایل ثابت و از پیش تعیین شده برای ضریب ناروانی پیچه‌ای قائم^۱ و ج- روش نیمه تجربی یانسن. هر کدام از این روش‌ها دارای نارسایی‌هایی مختص به خود هستند. مهم‌ترین نارسایی راهکار هیدرولیکی که اولین بار توسط Hasselmann and Collins (1968) معرفی گردید این است که در این روش فرض می‌گردد، بدون توجه به منشأ تلاطم، رابطه‌ی بین اندرکنش حرکت با فرکانس‌های مختلف را بدون در نظر گرفتن منشأ تلاطم و مقیاس‌های فضایی مربوط به آن می‌توان با ترکیبی از سرعت‌ها بیان نمود. در راهکار دوم، ضریب ناروانی پیچه‌ای در کل چرخه‌ی کشندی تغییر نمی‌یابد. و تنها تغییرات آن در مرحله‌ی نخست با افزایش ارتفاع طوری در نظر گرفته می‌شود که معادلات حاکم بر لایه‌ی مرزی بستری به روش تحلیلی قابل حل باشند (Kajiura, 1968; Kagan, 1968; Madsen and Grant, 1982). در روش سوم، توزیع سرعت در کل عمق دریا به شکل نمایی در نظر گرفته می‌شود به طوری که زاویه بین تنش بستری و سرعت در خارج لایه‌ی مرزی صفر می‌باشد (Jonsson, 1980; Singell et al., 1990). علاوه بر موارد ذکر شده نقص مشترک هر سه روش ذکر شده، چشم پوشی از اثرات چرخش زمین می‌باشد. فرضی که برای لایه‌ی مرزی بستری در حضور نیروی کشند جای تردید دارد (Kagan, 2005).

در مطالعات معدودی در کشور نیز تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری مورد توجه قرار گرفته‌اند. از این مطالعات می‌توان به طرح "پایش و مطالعات شبیه‌سازی سواحل کشور" که توسط سازمان بنادر و کشتیرانی در سال ۱۳۹۱ انجام شده است، اشاره نمود. در این مطالعه برای محاسبه ضریب زبری بستر از رابطه مانینگ استفاده گردید. چنین گزارش شده است که عدد مانینگ در محدوده‌ی آب‌های ساحلی استان هرمزگان $55 \frac{m^{1/3}}{s}$ و در انتهای شمال غربی خلیج فارس به مقدار $75 \frac{m^{1/3}}{s}$ تغییر می‌یابد. در مطالعه‌ی دیگر و با روش مشابهی، رنجی و سلطانیور (۱۳۹۲) برای اجراء مدل MIKE21 از رابطه مانینگ که ضریب مانینگ M را با عمق آب h و نوع رسوبات C100 مرتبط می‌سازد برای محاسبه ضریب زبری مانینگ استفاده شده است.

¹ Vertical Eddy Viscosity Coefficient

هیدرودینامیکی z_0^r ، که معادل با ناهمواری هیدرودینامیکی نیکورادزه k_s تعیین می‌گردد؛ و ω - ضریب ناروانی سینماتیکی سیال، ν . با استفاده از تئوری تحلیل ابعادی π می‌توان وابستگی به فراسنج‌های ذکر شده را به سه عدد بی‌بعد کاهش داد. این اعداد را می‌توان به شکل ترکیب دلخواهی از این فراسنج‌ها انتخاب نمود. در این مطالعه از سه فراسنج بی‌بعد به شرح زیر استفاده شده است (Kagan et al., 2012): الف- عدد ناهمواری رینولدز، $Re^f = |U_\infty| z_0^r / \nu$ ، ۲- عدد سطحی راسبی، f / σ و $Ro^f = |U_\infty| / \sigma z_0^r$ ۳- فرکانس نسبی اینرسی، بدین ترتیب و بر اساس نکات ذکر شده در رابطه با راهکار هیدرودینامیکی یاد شده، روابط شماره (۱) تا (۳) برای محاسبه ضریب اصطکاک برای بستر دریا از نوع هموار، نیمه هموار و ناهموار استفاده می‌گردد. روابط شماره (۴) و (۵) نیز به ترتیب ارتباط بین اختلاف فاز بین تنش بستری و سرعت در خارج لایه-ی مرزی بستری (ϕ_0)، همچنین زاویه چرخش سرعت در داخل لایه‌ی مرزی بستری (α_0)، را با ضریب اصطکاک بستری نشان می‌دهند.

چنانچه ارتفاع اجزاء ناهمواری به طور قابل ملاحظه‌ای از ضخامت لایه‌ی ناروان بستری بزرگ‌تر باشد، بستر دریا از نظر هیدرودینامیکی ناهموار در نظر گرفته می‌شود. همچنین به جای سرعت در لایه‌ی مرزی بستری، از دامنه نوسانات سرعت در لایه‌ی مرزی تلاطمی بستری استفاده می‌گردد. رابطه طول ناهمواری برای سطوح هموار و ناهموار هیدرودینامیکی به ترتیب عبارتند از $z_0 = \nu / 9U_*$ و $z_0 = k_s / 3C$ ؛ که U_* دامنه تغییرات سرعت اصطکاک، k_s زبری معادل نیکورادزه می‌باشند.

در حالت کلی برای بررسی انواع مختلف بستر دریا اعم از بستر ناهموار، نیمه هموار و هموار، عواملی نظیر دامنه نوسانات سرعت در لایه‌ی مرزی U_* ، اختلاف فاز ϕ_0 بین تنش بستری و سرعت در خارج لایه‌ی مرزی بستری و زاویه α_0 چرخش سرعت در داخل لایه‌ی مرزی بستری، که در محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری در لایه‌ی مرزی بستری نقش ایفا می‌کنند متأثر از پنج فراسنج به شرح زیر می‌باشد: ۱- دامنه نوسانات سرعت در خارج از لایه‌ی مرزی بستری، $|U_\infty|$ ؛ ۲- فرکانس نوسانات کشندی، σ ؛ ۳- فرکانس اینرسی، f ؛ ۴- ارتفاع ناهمواری

$$\frac{1}{2} \left[A^2 + \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \frac{1}{2} (\lg 2^{-5/2} \kappa + 0.20) - \lg \frac{1}{4\sqrt{f_w}} - \lg \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right)^{1/2} + \lg \sqrt{Re^f} \quad (۱)$$

$$\left[A^2 + \left(B + \log 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{2c_D}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \log 2^{-5/2} \kappa - \log \frac{1}{4\sqrt{2c_D}} - \log \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right) - \log \left(\frac{1}{Ro^f} + \frac{0.63}{4\sqrt{2c_D}} Re^{-1} \right) \quad (۲)$$

$$\left[A^2 + \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \lg 2^{-5/2} \kappa - \lg \frac{1}{4\sqrt{f_w}} - \lg \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right) + \lg Ro^f \quad (۳)$$

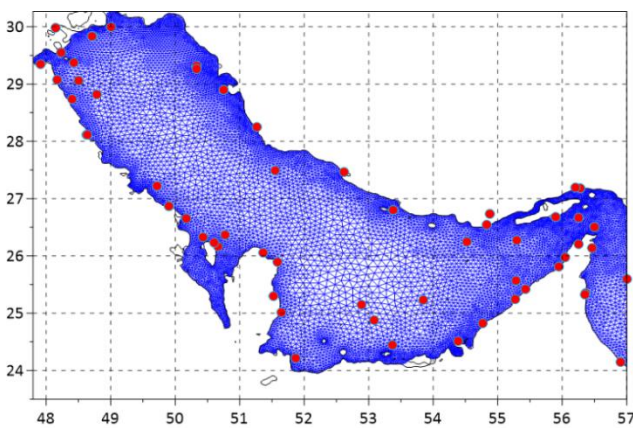
$$\phi_0 = \arctg \left(A / \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{c_D}} \right)^2 - C^2} \right) \right) \quad (۴)$$

$$\alpha_0 = \arctg \left(C / \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{c_D}} \right)^2 - C^2} \right) \quad (۵)$$

لایه مرزی بستری؛ و ضرایب A ، B ، و C ضرایب تناسب به ترتیب برابر ۰،۹۲، ۱،۳۳ و ۲،۱۹ می‌باشند که از طریق اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی به دست آمده‌اند (Kagan, 2005).

که در این روابط c_D ، ضریب اصطکاک بستری؛ κ ، ثابت فون کارمن؛ ϕ_0 ، شیفیت فاز بین تنش بستری و سرعت جریان در خارج از لایه مرزی بستری؛ α_0 زاویه چرخش سرعت جریان در

نزدیک سواحل تا ۲,۵ کیلومتر در مناطق دور از ساحل متغیر است. در راستای قائم به منظور بررسی دقیق‌تر سرعت جریان در لایه‌ی مرزی بستری محیط مورد مطالعه به ۴۱ لایه تقسیم شده است. به این ترتیب، نوسانات سرعت در لایه مرزی بستری در اثر اصطکاک به راحتی قابل محاسبه است. با استفاده از شرط پایداری روش‌های عددی مورد استفاده در مدل، همچنین ساختار شبکه محاسباتی، گام زمانی مورد استفاده در این مطالعه، ۴ ثانیه محاسبه و مورد استفاده قرار گرفت.



شکل ۲: شبکه محاسباتی منطقه مورد مطالعه تهیه شده با نرم افزار EMC. نقاطی که با دایره‌های قرمز رنگ نشان داده شده اند موقعیت ایستگاه‌های اندازه گیری تراز آب دریا را نشان می دهند.

به منظور اجرای مدل ابتدا لازم است که شرایط مرزی شامل دامنه و فاز کشندی در مرزهای باز تهیه و به مدل اعمال گردد. مرز باز در این مطالعه مرز شرقی واقع در سمت شرقی تنگه‌ی عرزم می‌باشد. از آنجا که در سراسر این مرز ایستگاه اندازه‌گیری تراز آب وجود ندارد، بنابراین نوسانات تراز کشندی شامل دامنه و فاز مولفه‌های چهارگانه کشندی در مرز باز از مدل کشندی TMD (Tide Model Driver) استخراج گردید. این مدل یک پکیج متلب برای دسترسی به ترکیبات هارمونیک برای مدل‌های کشندی با گستره وسیع جغرافیایی است و در آدرس اینترنتی http://ploaris.esr.org/ptm_index.html قابل دسترسی می‌باشد. این بانک اطلاعاتی قابلیت استخراج ثوابت هارمونیک کشندی یا پیش بینی‌های کشندی به طور جهانی یا منطقه‌ای خاص را دارد و مبتنی بر داده‌های ترازسنجی ماهواره تایپکس/پوزیدون تهیه شده و با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های ترازسنجی صحت سنجی و تصحیحات لازم در بخش‌های مربوط به دریاها کناری بر روی آن انجام شده است.

در این مطالعه از روابط شماره (۱) تا (۵) برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری استفاده شده است. شکل گسسته سازی شده‌ی این روابط در قالب یک کد Fortran90 نوشته شده و به ساختار مدل QUODDY-4 اضافه شده است. در ادامه به معرفی مدل عددی استفاده شده در این مطالعه پرداخته می‌شود.

مدل عددی استفاده شده در این مطالعه، یک مدل غیر خطی سه بعدی اجزاء متناهی است که برای مطالعات مربوط به گردش آب‌ها اقیانوسی در دانشگاه Dartmouth توسط Lynch و Werner طراحی و بعدها توسط Lynch و همکاران تکمیل گردید (Lynch and Werner, 1987; Lynch, 1990; Lynch and Werner, 1991; Lynch et al., 1992; Lynch and Holboke, 1997).

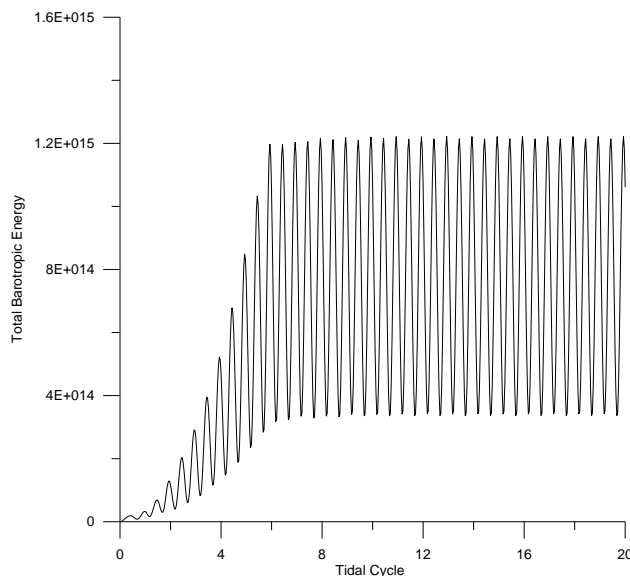
در این تحقیق نسخه‌ی تغییر یافته‌ی ورژن 4 مدل QUODDY برای بازتولید کشند در خلیج فارس مورد استفاده قرار گرفته است. تفاوت نسخه‌ی استفاده شده با نسخه‌ی اصلی آن در مدولی است که در این پژوهش به منظور محاسبه توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری نوشته شده و به مدل اضافه گردید. این مدل با بهره‌گیری از مش نامنظم مثلثی در راستای افقی و قائم، همچنین با دارا بودن مدول‌های هارمونیک غیر خطی قابلیت بالایی در بررسی جریان‌های آشفتنه اقیانوسی دارد. مدل برای حل معادلات حاکم نظیر معادلات پیوستگی و ناوراستوکس از روش باقیمانده وزنی گالرکین با تقریب‌های بوسنیسک و هیدروستاتیک استفاده می‌کند. در این مدل از طرحواره بستار تلاطمی برای بررسی اختلاط قائم تکانه، گرما و جرم استفاده می‌شود. مدل از آرایه سیگمای ارتفاعی برای لایه بندی در راستای قائم بهره می‌برد.

برای آماده سازی فایل های ورودی برای اجرای مدل، اطلاعات ژرفاسنجی مربوط به حوضه مورد مطالعه از بانک اطلاعاتی GEBCO با تفکیک ۱۵ ثانیه دریافت و مورد استفاده قرار گرفت. جهت بالا بردن دقت مدل در مناطق ساحلی، نقشه‌های هیدروگرافی با مقیاس یک، بیست و پنج هزارم از سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح تهیه و سپس توسط نرم‌افزار Arc-GIS رقومی گردید. سپس، شبکه محاسباتی نامنظم با المان‌های مثلثی نیز با استفاده از نرم افزار منبع باز EMC تولید گردید (شکل ۲).

این شبکه در برگیرنده ۱۴۸۶۴ گره با فواصل متفاوت و ۲۹۳۶۸ جزء مثلثی می‌باشد. فاصله بین نقاط از ۱۴۰ متر در

فرکانس کشندی موجود، شکل نوسانی به خود می‌گیرد. چنانچه عنوان گردید؛ هدف از این پژوهش محاسبه‌ی توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری با استفاده از بازتولید دینامیک کشند و با بهره جستن از یک راهکار هیدرودینامیکی می‌باشد و برای دستیابی به این هدف چندین شبیه‌سازی عددی - همان گونه در بخش پیشین اشاره گردید - در دستور کار قرار گرفت. برای مقایسه نتایج شبیه‌سازی‌های انجام شده با داده‌های مشاهداتی از پارامترهای میانگین خطای برداری مطلق^۲، میانگین خطای برداری نسبی^۳، میانگین خطای مطلق دامنه^۴، و میانگین خطای نسبی دامنه^۵، ضریب همبستگی^۶ و شاخص پراکندگی^۷ مورد استفاده قرار گرفت.

با در نظر گرفتن عمق ۵۰ متر (با ایده‌ی اولیه از مطالعات Sternberg) به عنوان مرز حائل بین بستر هموار و نیمه هموار و همچنین مقادیر مختلف ارتفاع ناهمواری به ازای ۰٫۱، ۰٫۵، ۱، ۰٫۱ و ۰٫۰۱ متر، مدل در پنج مرحله اجرا گردید. نتایج مقایسه‌ای محاسبات مدل با مشاهدات میدانی در هر مرحله در جدول (۱) خلاصه شده‌اند.



شکل ۳: نمودار تغییرات انرژی باروتروپیک کشندی در کل حوضه مورد مطالعه با گذشت زمان. پس از ۶ سیکل کشندی ۱۲/۴۲ ساعته، انرژی باروتروپیک کشندی به حالت نوسانی و شبه پایا می‌رسد.

پس از تهیه‌ی فایل‌های وروری و تنظیمات صورت گرفته برای اجرای مدل به منظور بازتولید دینامیک کشند در خلیج فارس، و در راستای محاسبه تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری لازم است تا ارتفاع ناهمواری معادل نیکورادزه از طریق کالیبراسیون مدل برای انواع سه گانه بستری تعیین گردد. به این منظور پارامترهای زبری مختلف با اندازه‌های ۱٫۰، ۰٫۵، ۰٫۱، ۰٫۰۱ و ۰٫۰۰۱ متر برای استفاده از روابط سه گانه محاسبه ضریب اصطکاک بستری در نظر گرفته شد. بدین منظور، بر اساس مطالعات پیشین و به صورت پیشفرض خط هم‌عمق ۵۰ متر، به عنوان مرز حائل بین بستر نیمه هموار و ناهموار در نظر گرفته شد. پس از انجام شبیه‌سازی‌های یاد شده، مقادیر دامنه و فاز بازتولید شده توسط مدل با داده‌های مربوط به ایستگاه‌های ترازسنجی (۱۶ ایستگاه) اخذ شده از سازمان نقشه‌برداری کشور و تعداد ۳۶ ایستگاه ترازسنجی از

سرویس هیدروگرافی و اقیانوس شناسی پاریس مقایسه می‌گردند. سپس برای جابجایی دقیق‌تر مرز بین دو نوع بستر نیمه هموار و ناهموار، این شبیه‌سازی‌ها به ازای خط هم عمق ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۵۰، ۷۵ و ۱۰۰ متر نیز تکرار می‌گردند. در نهایت پس از انجام شبیه‌سازی‌های عددی متعدد، و انتخاب مقادیر بهینه برای ارتفاع ناهمواری هیدرودینامیکی و مرز بحرانی حائل بین مرز ناهموار و نیمه هموار، توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری با استفاده از قوانین اصطکاکی سه گانه محاسبه می‌گردد.

۳. نتایج

با توجه به اینکه اجرای مدل از حالت سکون آغازی^۱ شروع می‌گردد، لازم است تا زمان Warm up مدل مشخص شده و نتایج مدل پس از این زمان مورد استفاده قرار گیرند. چنانچه از نمودار شکل شماره (۳) پیداست، این زمان در حدود ۶ سیکل کشندی نیمروزانه و با گذشت ۳ روز از اجرای مدل محقق می‌گردد. در این نمودار نوسانات مربوط به انرژی باروتروپیک کشندی با گذشت زمان رسم شده است. چنانچه از نمودار بر می‌آید، پس از ۶ سیکل کشندی، روند افزایشی انرژی در کل محیط به میزان کمتر از ۵ درصد تقلیل پیدا کرده و متناسب با

² The mean absolute vector error

³ The mean relative vector error

⁴ The mean absolute amplitude error

⁵ The mean relative amplitude error

⁶ Correlation Coefficient

⁷ Scatter Index

¹ Cold Start

هموار از دید هیدرودینامیکی تا چه حد معتبر است؟ برای پاسخ به این سوال، در ادامه حساسیت مدل عددی به مقادیر گوناگون به عنوان مرز بین بستر ناهموار و نیمه هموار مورد بررسی قرار گرفت. به این ترتیب که مقادیر ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۵۰، ۷۵ و ۱۰۰ متر به عنوان حائل بین این دو نوع بستر در محاسبات مجدد مورد آزمایش قرار گرفتند. نتایج این محاسبات و مقایسه‌ی نتایج مربوطه در جدول (۲) ارائه شده‌اند.

چنانچه از جدول (۲) قابل مشاهده است، به ازای تغییر مرز بحرانی بین این دو نوع بستر عملاً تغییر ویژه‌ای در محاسبات صورت نمی‌گیرد. در حالتی که بر اساس مطالعات Sternberg مرز بین بستر ناهموار و نیمه هموار یا به بیان دیگر عمق بحرانی برابر با ۵۰ متر در نظر گرفته شود، این فرض بر اساس اطلاعات جدول شماره (۲) می‌تواند مورد تایید قرار بگیرد.

همان گونه که از جدول (۱) پیداست، بازسازی دینامیک کشند در منطقه‌ی مورد مطالعه، هنگامی که ارتفاع ناهمواری برابر با ۰،۰۱ متر (به عنوان ارتفاع ناهمواری هیدرودینامیکی معادل نیکورادزه) یا به عبارتی دیگر یک سانتی متر، در نظر گرفته شود، توافق بهتری با داده‌های ایستگاه‌های ترازسنجی را نشان می‌دهند. در این حالت میانگین خطای مطلق برداری برای دامنه برابر ۵،۶ سانتی متر و میانگین خطای نسبی برداری برابر با ۱۲،۸ درصد می‌باشد. همچنین در این حالت میانگین خطای مطلق و نسبی دامنه نیز به ترتیب برابر با ۳،۶ سانتی متر و ۴،۱۷ درصد بوده و کمترین مقدار خطا را دارند. ضمن این‌که ضریب همبستگی در این حالت برابر با ۰،۸۸ بوده و به طور نسبی بالاترین مقدار را دارا می‌باشد. حال سوالی به این شکل مطرح می‌گردد که فرض اولیه‌ی عمق ۵۰ متری به عنوان مرز بین بستر ناهموار و نیمه

جدول ۱: مقایسه نتایج مدل با مشاهدات میدانی به ازای مقادیر مختلف ارتفاع ناهمواری هیدرودینامیکی

شاخص پراکندگی	ضریب همبستگی	میانگین خطای نسبی دامنه (درصد)	میانگین خطای مطلق دامنه (cm)	میانگین خطای نسبی برداری (درصد)	میانگین خطای مطلق برداری (cm)	ارتفاع ناهمواری Z_0 (m)
۰،۲۰	۰،۸۴	۴،۷۳	۵،۴ ۳/۶	۱۳،۶	۶،۱	۰،۰۰۱
۰،۱۸	۰،۸۸	۴،۱۷	۳،۶	۱۲،۸	۵،۶	۰،۰۱
۰،۱۶	۰،۸۶	۵،۲۵	۴،۲	۱۳،۳۲	۵،۹	۰،۱
۰،۱۵	۰،۸۵	۶،۰۸	۴،۲	۱۳،۸	۶،۱	۰،۵
۰،۱۵	۰،۷۸	۶،۳۷	۶،۱	۱۶،۳	۷،۲	۱،۰

جدول ۲: مقایسه نتایج مدل با مشاهدات میدانی به ازای مقادیر مختلف عمق بحرانی (خط هم عمق حائل بین بستر ناهموار و نیمه هموار)

شاخص پراکندگی	ضریب همبستگی	میانگین خطای نسبی دامنه (درصد)	میانگین خطای مطلق دامنه (cm)	میانگین خطای نسبی برداری (درصد)	میانگین خطای مطلق برداری (cm)	عمق بحرانی
۰،۱۸	۰،۸۷	۴،۲۴	۳،۷۲	۱۲،۸۴	۵،۶۶	۲۰
۰،۱۹	۰،۸۷	۴،۱۹	۳،۶۳	۱۲،۸۲	۵،۶۲	۲۵
۰،۱۸	۰،۸۸	۴،۱۹	۳،۶۲	۱۲،۸۲	۵،۶۱	۳۰
۰،۱۸	۰،۸۸	۴،۱۷	۳،۶۰	۱۲،۸۰	۵،۶۰	۵۰
۰،۱۸	۰،۸۸	۴،۲۵	۳،۶۸	۱۲،۸۶	۵،۷۱	۷۵
۰،۱۷	۰،۸۷	۴،۲۳	۳،۸۳	۱۲،۹۳	۵،۸۰	۱۰۰

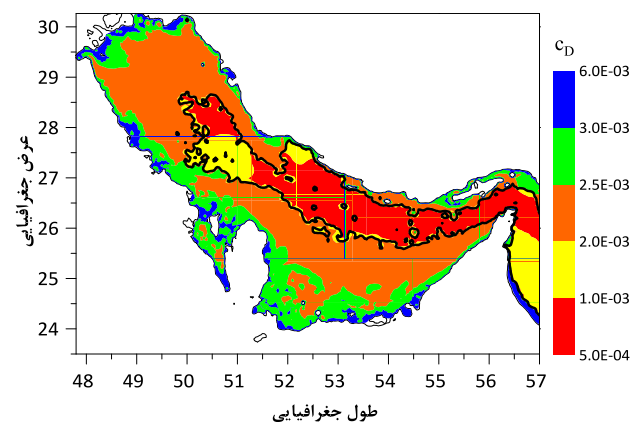
هیدرودینامیکی معادل ۰،۰۱ متر برای محاسبه ضریب اصطکاک برای بستر ناهموار مورد استفاده قرار می‌گیرد، خطای کمتری در نتایج شبیه‌سازی عددی با اندازه‌گیری‌های میدانی مشاهده خواهد گردید. بنابر این به عنوان آخرین شبیه‌سازی، از روابط سه گانه (روابط شماره ۱ تا ۳) راهکار هیدرودینامیکی و با در نظر گرفتن مقدار ۱ سانتی‌متر برای ارتفاع ناهمواری معادل نیکورادزه به محاسبه توزیع مکانی ضریب اصطکاک در محیط مورد مطالعه پرداخته می‌شود. نتایج این محاسبه در شکل شماره (۴) نشان داده شده است. همان‌گونه که از شکل (۴) مشهود

بدین ترتیب چنین نتیجه می‌گردد که آنچه در استفاده از قوانین اصطکاک کاگان برای محاسبه توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری از درجه اهمیت بالایی برخوردار است، ارتفاع ناهمواری در نظر گرفته شده‌ی متناسب با ناهمواری نیکورادزه است نه محل قرارگیری خط حائل بین دو نوع بستر متفاوت از نظر هیدرودینامیکی. بنابراین به طور کلی و با استناد به نتایج شبیه‌سازی‌های صورت گرفته، می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که در حالتی که عمق ۵۰ متری به عنوان مرز حائل بین بستر ناهموار و نیمه‌هموار در نظر گرفته می‌شود، و ارتفاع ناهمواری

۴. جمع بندى

با استفاده از يك راهكار هيدروديناميكى مبتنى بر خصوصيات جريان تلاطمى در لايه مرزى بسترى توزيع مكانى ضريب اصطكاك بسترى در خليج فارس محاسبه گرديد. براى بازتوليد ديناميك كشنند در خليج فارس، همچنين انجام محاسبات مربوط به ضريب اصطكاك بسترى از نسخه اصلاح شده مدل سه بعدى هيدروستاتيكي اجزاء متناهى QUODDY-4 استفاده گرديد. تفاوت اين نسخه با نسخه اصلى در مدولى است كه وابستگى ضريب اصطكاك به پارامترهاى موثر بر سرعت اصطكاكى را در لايه مرزى بسترى توصيف مى كند. بديم منظور، مدول مجزايى براى محاسبه ضريب اصطكاك بسترى تهيه و به ساختار مدل اضافه گرديد. به منظور استخراج فراسنج‌هاى اصلى مورد نياز براى استفاده از روابط سه گانه راهكار هيدروديناميكى اشاره شده، در دو سرى شبیه‌سازى مجزا، ابتدا ارتفاع ناهموارى معادل نيكورادزه و با استفاده از مقايسه نتايج هر کدام از شبیه‌سازى ها با داده‌هاى مربوط به اندازه‌گيرى تراز آب دريا مورد ارزىابى قرار گرفته و اين فراسنج برابر با يك سانتى متر محاسبه گرديد. در گام بعدى حساسيت سنجى راهكار ذكر شده و نتايج مدل عددى به مرز حائل بين دو نوع بستر ناهموار و نيمه هموار انجام پذيرفت. در نتيجه خط هم عمق ۵۰ متری كه بر اساس مطالعات Sternberg به عنوان حائل بين دو نوع بستر در نظر گرفته شده بود، مورد تايد قرار گرفت. در گام نهايى و با اعمال ارتفاع ناهموارى معادل نيكورادزه، و استفاده از رابطه شماره (۱) براى مناطق با عمق كمتر از ۵۰ متر و رابطه شماره (۲) براى مناطق با عمق بيشتر از ۵۰ متر، ضريب اصطكاك بسترى براى كل حوضه خليج فارس محاسبه گرديد. نتايج اين تحقيق نشان مى دهد كه براى عمده‌ى مناطق خليج فارس، به استثناء يك نوار باريك در مجاورت خطوط ساحلى، مقدار ضريب اصطكاك بسترى كمتر از ۰,۰۰۲ مى باشد. در گام نخست به نظر مى رسد استفاده از يك ضريب اصطكاك بسترى ثابت در مدل‌هاى عددى بايستى با احتياط بيشترى انجام پذيرد. بدین منظور پيشنهاده مى گردد براى استفاده از ضريب ثابت ۰,۰۰۳ يا هر ضريب ثابت ديگر در مدل‌هاى عددى، ابتدا حساسيت سنجى نتايج مدل‌سازى عددى به استفاده از ضريب ثابت و ضريب متغير مكانى براى اصطكاك بسترى مورد بررسى قرار گيرد. پيشنهاده مى گردد حساسيت برآورد مولفه‌هاى ديناميكى كشنند، همچنين انرژى باروتروپيك كشنندى به تغييرات

است تمامى نقاطى كه داخل خط هم عمق ۵۰ متر، حائل بين دو نوع بستر نيمه هموار و ناهموار قرار دارند (مناطق قرمز و زرد رنگ)، داراى ضريب اصطكاك كمتر از مقدار ۰,۰۰۳ (كه به عنوان پيش فرض در مدل‌هاى عددى مورد استفاده قرار مى گيرند) و حتى كمتر از آن ۰,۰۰۲ هستند. اين در حالى است كه بيشتر مناطق داراى عمق كمتر از ۵۰ متر نيز كه بر اساس راهكار هيدروديناميكى مورد استفاده در اين مطالعه براى محاسبه ضريب اصطكاك بسترى، بستر ناهموار تلقى مى گردند، داراى مقدار ضريب اصطكاك كمتر از ۰,۰۰۳ مى باشند (مناطق با رنگ نارنجى و سبز).



شكل ۴: توزيع مكانى ضريب اصطكاك محاسبه شده در خليج فارس. خط ضخيم مشكى نمايان گر خط هم عمق ۵۰ متر مى باشد.

بر اساس محاسبات انجام گرفته براى ضريب اصطكاك، چنانچه از شكل بالا نيز قابل مشاهده است، تنها نوار نازكى در مجاورت خطوط ساحلى داراى ضريب اصطكاكى برابر با ۰,۰۰۳ و بالاتر مى باشند. اين مساله، استفاده ضريب اصطكاك بسترى براى كل حوضه خليج فارس را مورد ترديد قرار مى دهد. بنا بر اين استفاده از مقدار پيش فرض ثابت براى ضريب اصطكاك بسترى نياز به تأمل بيشتر دارد. دارا بودن مقادير بالاتر ضريب اصطكاك بسترى در اغلب مناطق خليج فارس، استهلاك انرژى جنبشى بيشتر را در مدل‌هاى عددى به دنبال دارد.

در مطالعات كشنندى به ويژه براى پروژه‌هاى فراساحلى و حتى مناطق ساحلى، اعمال ضريب اصطكاك بسترى دقيق مى تواند به طور مستقيم با مقادير محاسبه شده دامنه كشنندى، سرعت جريان‌ات كشنندى، انرژى جنبشى قابل استحصال كشنندى، همچنين استهلاك انرژى كشنندى را در اين مناطق تحت تأثير قرار دهد.

model. Thayer School of Engineering, Dartmouth College. Hanover. New Hampshire, Report Number NML 95-1.

Iranian Ports and Maritime Organization. 2011. Project of Simulation of Tidal Currents in the Persian Gulf and Oman Gulf, Hormozgan state coastal Waters.

Jonsson I.G. 1980. A new approach to oscillatory rough turbulent boundary layers. *Ocean Engineering*. 7: 109-152. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(80\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0029-8018(80)90034-7)

Kagan B.A. 2003. On the resistance law for an oscillatory, rotating, rough turbulent flow. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 39: 754-757.

Kagan B.A. 2005. On the resistance law for an oscillatory rotating turbulent bottom boundary layer over incompletely rough and smooth surfaces. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 41: 768-774.

Kagan B.A., Romanenkov D.A. 2006. Effect of hydrodynamic properties of the sea bottom on the tidal dynamics in a rectangular basin. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 42: 777-784. <https://doi.org/10.1134/S0001433806060120>

Kagan B.A., Timofeev A.A. 2005. Dynamics and energetics of surface and internal semidiurnal tides in the White Sea. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 41: 498-512.

Kagan B.A., Sofina E.V., and Rashidi E.H.A. 2012. The impact of the spatial variability in bottom roughness on tidal dynamics and energetics, a case study: the M2 surface tide in the North European Basin. *Ocean Dynamics*. 62: 1425-1442. <https://doi.org/10.1007/s10236-012-0571-3>

Kagan B. A., Timofeev A. A., and Rashidi E.H.A. 2012. Effect of Spatial Inhomogeneity of the Resistance Coefficient on the Dynamics of the M2 Tidal Wave in the White Sea. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 48: 487-500. <https://doi.org/10.1134/S000143381204010X>

مکانی ضریب اصطکاک بستری در خلیج فارس مورد بررسی دقیق تری قرار گیرد.

منابع

Aldridge J.N., Davies A.M. 1993. A high-resolution three-dimensional hydrodynamic tidal model of the eastern Irish Sea. *Journal of Physical Oceanography*. 23: 207-224. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<0207:AHRTDH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<0207:AHRTDH>2.0.CO;2)

Dolbow J., Belytscho T. 1999. Numerical integration of the Galerkin weak form in meshfree methods. *Computational Mechanics*. 23(3) 219-230. <https://doi.org/10.1007/s004660050403>

Ethan J.K., Clint D., and Joannes J.W. 2008. Time step restrictions for Runge-Kutta discontinuous Galerkin methods on triangular grids. *Journal of Computational Physics*. 227(23): 9697-9710. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2008.07.026>

He Y., Lu X., Qiu Z., and Zhao J. 2004. Shallow water tidal constituents in the Bohai Sea and the Yellow Sea from a numerical adjoint model with TOPEX/Poseidon altimeter data. *Continental Shelf Research*. 24: 1521-1529. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.05.008>

Heathershaw A.D. 1976. Measurements of turbulence in the Irish Sea benthic boundary layer. In: Mc Cave I.N. (Ed.). *The Benthic Boundary Layer*. Plenum Press, New York and London, 11-31. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-8747-7_2

Heemink A.W., Mouthaan E.E.A., Roest M.R.T., Vollebregt E.A.H., Robaczewska K.B., and Verlaan M. 2002. Inverse 3D shallow water flow modelling of the continental shelf. *Continental Shelf Research*. 22: 465-484. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00071-1](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00071-1)

Ip J.T.C., Lynch D.R. 2005. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping

- Conference on Coasts, Ports and Marine Structures, 24 November 2014, Tehran, Iran.
- Reynolds R. M. 1993. Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman - Results from the Mt Mitchell expedition. *Marine Pollution Bulletin*. 27: 35-59. [https://doi.org/10.1016/0025-326X\(93\)90007-7](https://doi.org/10.1016/0025-326X(93)90007-7)
- Sadri Nasab M. 2010. Three Dimensional Numerical Modeling of Circulation in the Strait of Hormuz. *Journal of Oceanography*, Vol. 1, Issue 1, pp. 19-24.
- Sternberg R.W. 1993. Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marin Geology*. 6: 243-260. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(68\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(68)90033-9)
- Sternberg, R. W. 1972. Predicting initial motion and bed load transport of sediment particles in the shallow marine environment. In: D. J. P. Swift, D. B. Duane, and O. H. Pilkey (eds.), *Shelf Sediment Transport*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., pp. 61-82.
- Taylor G.I. 1919. Tidal friction in the Irish Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society*. London, A220: 1-33.
- Thurman H.V. 1994. *Introductory Oceanography*. Seventh edition. New York, NY: Macmillan. pp. 252-276.
- Wang Q. 2008. Finite element modeling of tides and currents of the Pascagoula River. Doctoral dissertation, University of Central Florida Orlando, Florida.
- Kagan B.A., Sofina E.V., and Rashidi E.H.A. 2013. Influence of the White Sea on Tides in Adjacent Marginal Seas of the North European Basin. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 49: 107-123. <https://doi.org/10.1134/S0001433812060059>
- Lu X., Zhang J. 2006. Numerical study on spatially varying bottom friction coefficient of a 2D tidal model with adjoint method. *Continental Shelf Research*. 26: 1905-1923. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.06.007>
- Lynch D.R. 1990. Three-dimensional diagnostic model for baroclinic, wind-driven and tidal circulation in shallow seas. *FUNDY 4 User's Manual*, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire. Report Number NML-90-2.
- Lynch D.R., Werner F.E., Greenberg D.A., and Loder J.W. 1992. Diagnostic model for baroclinic and wind-driven circulation in shallow seas. *Continental Shelf Research*. 12: 37-64. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90005-5](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90005-5)
- Lynch, D. R., Holboke M.J. 1997. Normal flow boundary conditions in 3D circulation models. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 25(10):1185-1205. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0363\(19971130\)25:10<1185::AID-FLD615>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0363(19971130)25:10<1185::AID-FLD615>3.0.CO;2-V)
- Marchuk G.I., Kagan B.A. 1991. *Dynamics of Ocean Tides*. Gidrometeoizdat, Leningrad. 472p.
- Ranji Z. Soltanpour M. 2014. Accurate of Persian Gulf Hydrodynamic Current model using automated calibration. *Proceedings of 11th International*