

## بررسی جریان و عدم تقارن کشتی در آب های کم عمق جنوب شرق جزیره کیش

سیدطالب حسینی<sup>۱\*</sup>، صادق یاری<sup>۲</sup>

sthosseini@inio.ac.ir

yari.sadegh@gmail.com

<sup>۱\*</sup> نویسنده مسئول، مرکز اقیانوس شناسی خلیج فارس، بوشهر

<sup>۲</sup> شرکت مهندسی RASTECH GmbH، هایدلبرگ، آلمان

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۹/۱۴

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۷/۱۳

### چکیده

در این مطالعه، داده های ۳۵ روزه تراز آب و جریان سه لایه اندازه گیری شده به وسیله دستگاه ADCP در ایستگاهی با عمق ۱۲ متر در آب های کم عمق جنوب شرق جزیره کیش مورد تحلیل قرار گرفت. در هر سه لایه، جریان غالب منطقه، جریان کشتی است که به طور خطی در جهت شرقی (به هنگام فراکشند) - غربی (به هنگام فروکشند) تغییر می کند. جریان باقی مانده، موجب انحراف جنوب سوی جزئی جریان دیده بانی، به ویژه در دو لایه عمقی، می شود. در لایه نزدیک سطح، جریان باقی مانده تحت تأثیر عوامل جوی موجب پراکنش جزئی جریان دیده بانی از راستای غالب شرقی - غربی می شود. کشتی در ایستگاه مورد مطالعه، آمیخته - اغلب نیم روزانه است و مؤلفه های اصلی سه گانه K1-O1-M2 عدم تقارن متناوب با دوره ۱۳/۶۶ روز به شکل فروکشند - چیره (سرعت های قوی تر در مدت فروکشند کوتاه تر نسبت به سرعت های ضعیف تر در مدت فراکشند طولانی تر) در زمان مهکشند و فراکشند - چیره در دوره کهکشند تولید می کنند، اگر چه در کل مدت ۳۵ روزه سهم فروکشند - چیره ناشی از این مؤلفه های سه گانه بیشتر است. در این مدت، با اضافه شدن مؤلفه های کشتی آب کم عمق (در نظر گرفتن همه مؤلفه های کشتی)، عدم تقارن کشتی به شرایط فراکشند - چیره تغییر می کند.

**واژه های کلیدی:** جریان کشتی، عدم تقارن کشتی، تحلیل هارمونیک، تحلیل طیفی، فراکشند - چیره، خلیج فارس

$$C = \sqrt{gd} \quad (1)$$

بنابراین با ثابت ماندن دوره تناوب موج T، سرعت موج و به تبع آن طول موج کشتی ( $L = CT$ ) با حرکت کشتی از آب عمیق به آب کم عمق کاهش می یابد (با کاهش d). در نتیجه فراز موج<sup>۱</sup>ها که عمیق تر از فرود موج<sup>۲</sup>ها هستند، برای سازگار شدن با فرود موجها، عدم تقارن ایجاد می کنند (چون

### ۱. مقدمه

با ورود موج کشتی به منطقه ساحلی و با کاهش ژرفا، موج کشتی دچار عدم تقارن می شود. این مهم به خاطر اثر اصطکاک بستر روی سرعت موج رخ می دهد. لازم به یادآوری است که موج کشتی با سرعت C تحت تأثیر عمق d و شتاب گرانشی g طبق رابطه (۱)، انتقال می یابد [۱].

مقادیر  $F$  بین  $۱/۵$  و  $۳$  بیانگر کشند، آمیخته اغلب روزانه هستند [۸].

عدم تقارن کشندی مدت زمان را می توان با استفاده از پارامتر اُریبی<sup>۱۵</sup> ( $A$ )، طبق معادله (۳) مورد بحث و بررسی قرار داد [۷]:

$$A = \frac{m_3}{m_2^{3/2}} \quad (۳)$$

که در آن  $m_i$ ، به عنوان گشتاور مرتبه  $i$ ام حول مقدار میانگین<sup>۱۶</sup> به صورت رابطه (۴) تعریف می شود. در این رابطه،  $J$  تعداد نمونه ها یا تعداد ثبت های  $n_j$  است.

$$m_i = \frac{1}{J-1} \sum_{j=1}^J (n_j)^i \quad (۴)$$

در معادله (۴)،  $n$  برابر مشتق زمانی تراز آب  $\varepsilon$  است ( $n = \frac{\partial \varepsilon}{\partial t}$ ) و فراسنج اُریبی (معادله ۳) معرف عدم تقارن مدت زمان بالا رفتن و پایین آمدن تراز آب،  $A^{\varepsilon t}$ ، است. مدت زمان پایین روی آب (فروکشند) کوتاه تر و طولانی تر از مدت زمان بالا روی آب (فراکشند) است اگر به ترتیب  $A^{\varepsilon t} < 0$  (عدم تقارن فروکشند-چیره) و  $A^{\varepsilon t} > 0$  (عدم تقارن فراکشند-چیره) باشد.

در مناطقی که مؤلفه های روزانه قوی هستند، به ویژه در نظام های کشندی آمیخته اغلب نیم روزانه، درجه عدم تقارن کشندی باید با در نظر گرفتن اثر سه گانه<sup>۱۷</sup>  $K_1-O_1-M_2$  بررسی شود [۹-۱۱]. در چنین مناطقی، اندرکنش مؤلفه های سه گانه کشندی، عدم تقارن های مدت زمان با بسامد هر دو هفته یک بار<sup>۱۸</sup> (نصف ماه نجومی<sup>۱۹</sup> برابر با  $۱۳/۶۶$  روز خورشیدی متوسط<sup>۲۰</sup>) با تغییر در نابرابری روزانه<sup>۲۱</sup> تولید می کند [۱۰].

به منظور بررسی عدم تقارن سه گانه کشندی، بسامدهای سه مؤلفه  $O_1$ ،  $K_1$  و  $M_2$  در جمله های بسامدهای دودسُن آن ها [۹]، ۱۰ و [۱۲] به صورت رابطه های (۵) تا (۷) تعریف می شوند:

$$S_{O_1} = a_{O_1} \cos[(\omega_1 - \omega_2)t - \theta_{O_1}] \quad (۵)$$

$$S_{K_1} = a_{K_1} \cos[(\omega_1 + \omega_2)t - \theta_{K_1}] \quad (۶)$$

$$S_{M_2} = a_{M_2} \cos(2\omega_1 t - \theta_{M_2}) \quad (۷)$$

که در آن ها،  $S$  تراز کشندی [۱۰] و  $a$  دامنه هستند و هر دو بعد طول (برحسب  $m$  یا  $cm$ ) دارند.  $2\pi/\omega_1$  دوره تناوب روز ماهانه متوسط<sup>۲۲</sup> ( $۲۴/۸۴$  ساعت) و  $2\pi/\omega_2$  دوره تناوب ماه

با سرعت بیشتری نسبت به فرود موج ها حرکت می کنند). پس شکل های سینوسی متقارن نوسان های تراز آب و جریان کشندی، دچار اعوجاج می شود و متناسب با شرایط عمق  $d$ ، زمینه برای رشد مؤلفه های آب کم عمق<sup>۳</sup> (مؤلفه های مرکب<sup>۴</sup> و برکشند<sup>۵</sup>)، مهیا می شود [۲].

به عنوان نمونه، مؤلفه برکشند  $M_4$  (مؤلفه ربع روزانه ماهانه<sup>۶</sup>)، با پیشروی موج کشندی ناشی از  $M_2$  (مؤلفه نیم روزانه ماهانه یا قمری)، به درون آب های با ژرفای کم تولید می شود [۱]. تولید  $M_4$ ، اغلب ناشی از جمله های غیرخطی در معادله های تکانه و پیوستگی است؛ اگرچه اصطکاک نیز مشارکت اندکی در این تولید ایفا می کند [۳-۴].

همچنین اندرکنش بین مؤلفه های کشند نجومی<sup>۷</sup> و مؤلفه های آب کم عمق به عدم تقارن کشندی<sup>۸</sup> منجر می شود [۵]. در چنین شرایطی اگر بازه زمانی فروکشند<sup>۹</sup> (مدت زمان بین فراز موج تا فرود موج کشندی بعدی)، طولانی تر از بازه زمانی فراکشند<sup>۱۰</sup> باشد، پایستگی جرم ایجاد می کند؛ سرعت های قوی تر حین فراکشند رخ دهند و شرایط معروف به فراکشند-چیره<sup>۱۱</sup> به وجود آید [۶]. عکس شرایط فراکشند-چیره که در آن سرعت های قوی تر حین فروکشند رخ می دهند، الگوی متقابلی به نام فروکشند-چیره<sup>۱۲</sup> را تولید می کند.

اختلاف در مدت زمان بالا رفتن و پایین رفتن تراز آب، ناشی از اثرات آب کم عمق یا اندرکنش های مؤلفه های کشندی اصلی نجومی است که به عنوان عدم تقارن مدت زمان<sup>۱۳</sup> تعریف می شود [۷].

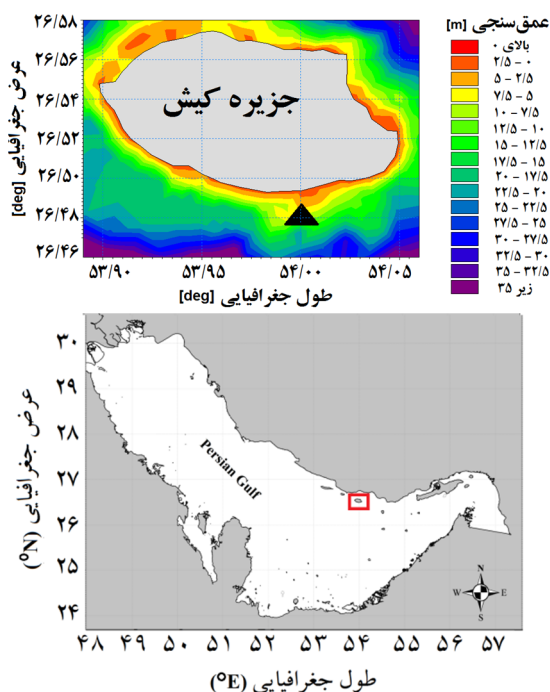
برای تفکیک محیط های با نظام کشندی متفاوت نیم روزانه، آمیخته و روزانه، عدد بدون بعد شکل<sup>۱۴</sup> کشندی  $F$ ، برابر با نسبت مجموع دامنه های دو مؤلفه اصلی روزانه  $K_1$  و  $O_1$  به جمع متناظر حاصل از دو مؤلفه نیم روزانه اصلی  $M_2$  و  $S_2$  (معادله ۲)، تعریف شد.

$$F = \frac{(a_{K_1} + a_{O_1})}{(a_{M_2} + a_{S_2})} \quad (۲)$$

مقادیر  $F$  کوچک تر از  $۰/۲۵$  و بزرگ تر از  $۳$ ، به ترتیب معرف نظام کشندی نیم روزانه و روزانه هستند. برای نظام کشندی آمیخته- اغلب نیم روزانه،  $F$  بین  $۰/۲۵$  و  $۱/۵$  تغییر می کند و

۹، ۱۰، ۱۱، ۱۳]، مورد توجه قرار گرفته است. از این بین، تنها تحقیق موجود تا پیش از این مطالعه در خلیج فارس است [۱۳]، که به بررسی نظریه عدم تقارن کشندی ناشی از هر دو گروه مؤلفه‌های کشندی آب کم‌عمق و مؤلفه‌های سه‌گانه  $K_1-O_1-M_2$  روی شبکه خوری مجاور بندر بوشهر پرداخته است.

بدیهی است، فهم جامع از جزئیات دینامیک کشندی یک منطقه کم‌عمق ساحلی بیشتر تحت اثر کشند، برای درک صحیح از دینامیک زمین‌ریخت‌شناسی آن بسیار مفید و مهم است. به‌طور کلی، عدم تقارن کشندی در فرایندهای انتقال رسوب و انتشار آلودگی حائز اهمیت است. انتقال رسوب‌های درشت‌دانه، وابسته به بیشینه سرعت‌های موجود است؛ بنابراین در شرایط فراکشند-چیره امکان انتقال رسوبات به سمت ساحل وجود دارد. رسوبات ریز، فقط در مواقع آب‌ساکن کشندی، ته‌نشین می‌شوند و به‌غیر از این مواقع، معلق باقی می‌مانند؛ بنابراین اگر آب‌ساکن قبل از فروکشند نسبت با آب‌ساکن قبل از فراکشند طولانی‌تر باشد، این رسوبات ریزدانه بیشتر در منطقه ساحلی در مدت آب‌ساکن قبل از فروکشند ته‌نشین می‌شوند.



شکل ۱. موقعیت جزیره کیش در خلیج فارس (□) و ایستگاه ADCP (▲) در بخش جنوب شرقی جزیره کیش

نجومی<sup>۳۳</sup> (۲۷/۳۲ روز خورشیدی متوسط) هستند.  $\theta$  زاویه فاز مؤلفه کشندی (برحسب درجه) است.

با استفاده از اتحادهای مثلثاتی می‌توان جمله‌های  $K_1$  و  $O_1$  را در قالب یک معادله یکتا به شکل معادله (۸) ترکیب نمود [۹].

$$S_D = S_{O_1} + S_{K_1} = a_D(t) \cos[\omega_1 t - \theta_D(t)] \quad (8)$$

که در آن دامنه و فاز متغیر با زمان  $a_D(t)$  و  $\theta_D(t)$  به صورت معادله‌های (۹) و (۱۰) تعریف می‌شوند:

$$a_D(t) = \left[ a_{O_1}^2 + a_{K_1}^2 + 2a_{O_1}a_{K_1} \cos(2\omega_2 t + \theta_{O_1} - \theta_{K_1}) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

$$\theta_D t = -\arctan \left[ \frac{a_{K_1} \sin(\omega_2 t - \theta_{K_1}) - a_{O_1} \sin(\omega_2 t + \theta_{O_1})}{a_{K_1} \cos(\omega_2 t - \theta_{K_1}) + a_{O_1} \cos(\omega_2 t + \theta_{O_1})} \right] \quad (10)$$

حال قدرت عدم تقارن کشندی ناشی از اندرکنش مؤلفه‌های سه‌گانه  $K_1-O_1-M_2$  را می‌توان با نسبت دامنه  $a_D/a_{M_2}$  و جهت آن را با  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  توصیف نمود [۱۰]. در واقع جهت عدم تقارن ناشی از  $O_1$ ،  $K_1$  و  $M_2$  با  $\cos(\theta_{O_1} + \theta_{K_1} - \theta_{M_2})$  مشخص می‌شود [۹].

در سامانه‌های با کشند آمیخته اغلب نیم‌روزانه، بیشترین عدم تقارن‌های کشندی (قوی‌ترین مقادیر  $a_D/a_{M_2}$ ) با بسامد دوهفته یک‌بار وقتی رخ می‌دهند که  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  به خط  $\theta_{O_1} + \theta_{K_1} - \theta_{M_2}$  نزدیک شود [۱۰]. به‌علاوه عدم تقارن‌های فراکشند-چیره و فروکشند-چیره به‌طور متناوب با چرخه نیم‌ماهانه نجومی (چرخه استوایی - حاره‌ای ۱۳/۶۶ روزه<sup>۳۴</sup>) به ترتیب با مقادیر مثبت و منفی عدم تقارن مدت زمان  $A^{Et}$ ، تغییر می‌کنند، وقتی اختلاف فاز  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  به‌طور متناوب با همین دوره ۱۳/۶۶ روز، به ترتیب بین صفر درجه تا ۱۸۰ درجه و ۱۸۰- درجه تا صفر درجه تعویض می‌شود.

وقتی کشند آمیخته باشد، عدم تقارن نه فقط به مؤلفه‌های اصلی بلکه به مؤلفه‌های کشندی با بسامد بالاتر نیز وابسته است [۱۰].

در آب‌های کم‌عمق دارای کشند آمیخته-اغلب نیم‌روزانه، بررسی عدم تقارن ناشی از مؤلفه‌های اصلی سه‌گانه  $K_1-O_1-M_2$  از سال ۲۰۰۳ به بعد و به‌طور مشخص در مطالعات [۵]، [۷]

است [۱۵]. به عبارت دیگر، با اجرای این تحلیل روی داده‌های سری زمانی سرعت افقی جریان‌های دریایی (u,v) در عمق‌های (z) مختلف در یک محدوده جغرافیایی (x,y) مختلف می‌توان، راستا یا محور اصلی بیشترین تغییرات سرعت جریان در لایه‌های مختلف آن محدوده را مشخص نمود.

با استفاده از تحلیل طیفی می‌توان توزیع انرژی بر حسب فرکانس را تعیین کرده و فرکانس‌های غالب متناظر با پیک انرژی را مشخص نمود. در بررسی سری زمانی اندازه‌گیری شده فقط به روند کلی و میزان تغییرات زمانی بسنده می‌شود. برای بررسی میزان انرژی و فرکانس‌های مهم حامل انرژی از تحلیل طیفی استفاده شده است. در واقع، از تحلیل طیفی برای ارائه داده‌های سری زمانی به فرم سری فرکانسی استفاده می‌شود. در تحلیل طیفی در فضای فرکانسی، انرژی متناظر با فرکانس‌های موجود در جریان‌های اندازه‌گیری شده محاسبه می‌شوند. در تبدیل فوریه، داده‌های زمانی به وسیله مجموع تعدادی از سینوس‌ها و کسینوس‌ها بیان می‌شود. در تحلیل طیفی، با استفاده از مؤلفه‌های افقی سرعت، انرژی در فرکانس‌ها به دو مؤلفه مدور، چرخان ساعت‌گرد و چرخان پادساعت‌گرد تجزیه می‌شود [۱۶-۱۷]. بدین ترتیب فرکانس‌هایی که حامل انرژی بالایی هستند؛ مشخص و برای انجام محاسبات بعدی انتخاب می‌شوند. از آنجا که منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر کشند است؛ انتظار می‌رود انرژی کشندی در این منطقه غالب باشد.

با اجرای تحلیل هارمونیک [۱۸]، علاوه بر جداسازی سیگنال‌های کشندی از دیگر سیگنال‌ها، مؤلفه‌های کشندی محاسبه شده و مؤلفه‌های غالب مشخص می‌شوند. با محاسبه سهم جریان‌های کشندی و جریان باقی‌مانده<sup>۲۸</sup> که ترکیب جریان ناشی از باد و زمینه است، میزان انرژی متناظر با هر بخش محاسبه خواهد شد.

### ۳. یافته‌ها

نتایج تحلیل مؤلفه‌های اصلی، همبستگی خطی و نیز امتداد محور بیشترین تغییرات جریان را نشان می‌دهد که بر مبنای

در این تحقیق، عدم تقارن تولید شده با مؤلفه‌های سه گانه K1-O1-M2 و عدم تقارن ناشی از همه مؤلفه‌های کشندی با داده‌های میدانی در آب‌های کم عمق جنوب شرق جزیره کیش (شکل ۱)، با نظام کشندی آمیخته-اغلب نیم‌روزانه، مورد مطالعه قرار می‌گیرد. اندرکنش بین این دو گروه مؤلفه‌های کشندی، بایستی حداقل در یک دوره ۱۳/۶۶ روزه برابر با یک چرخه استوایی-حاره‌ای بررسی شود [۱۰]. در این مطالعه، توزیع فضایی این اندرکنش در طول ۳۵ روز بررسی می‌شود.

در ادامه این مطالعه، به ترتیب بخش‌های زیر ارائه می‌شوند: در بخش بعد (بخش ۲)، دیده‌بانی‌های میدانی و روش‌های تحلیلی استفاده شده روی آن‌ها توضیح داده می‌شود. بخش ۳، به نتایج این اندازه‌گیری‌های میدانی می‌پردازد. در نهایت، بحث روی عدم تقارن کشندی در منطقه مورد مطالعه، در بخش ۴ ارائه می‌شود.

### ۲. مواد و روش‌ها

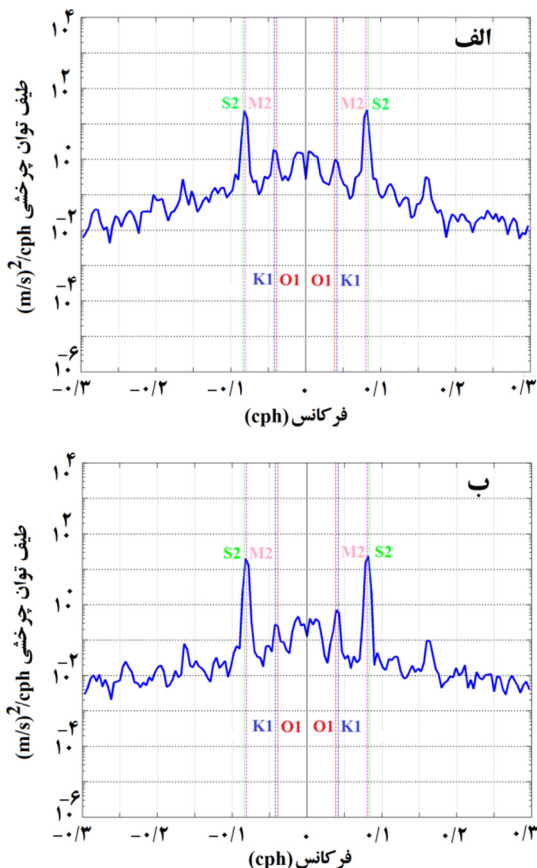
در این مطالعه، داده‌های تراز آب و سرعت جریان ثبت شده با یک دستگاه ADCP<sup>۲۵</sup> محصول شرکت Teledyne RDI، در سه تراز ۴/۴ متر، ۶/۴ متر و ۸/۴ متر بالای بستر، در یک ایستگاه با عمق ۱۲ متر (۴۷۵/۲۶° شمالی و ۵۴° شرقی) در محدوده آب‌های ساحلی جنوب شرق جزیره کیش (شکل ۱) مورد تحلیل و بررسی قرار می‌گیرد. این داده‌ها با گام زمانی ۲۰ دقیقه، در بازه زمانی بیش از یک ماه (۳۵ روز) از تاریخ ۱۳۹۴/۱۱/۱۶ تا ۱۳۹۴/۱۲/۲۰ اندازه‌گیری شدند.

جریان‌های دریایی اندازه‌گیری شده، ترکیبی از مؤلفه‌های مختلف هستند. مهم‌ترین مؤلفه‌های تشکیل دهنده این جریان‌ها عبارت‌اند از: جریان زمینه<sup>۲۶</sup>، کشندی و ناشی از باد. با تحلیل نتایج اندازه‌گیری می‌توان سهم تقریبی هر یک از عوامل تشکیل دهنده را محاسبه نمود.

تحلیل مؤلفه‌های اصلی<sup>۲۷</sup> [۱۴]، برای تفسیر داده‌ها و کاهش ابعاد آن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. این تحلیل، در واقع چرخش مجموعه داده‌ها روی مجموعه‌ای از محورهای متعامد در راستایی است که تغییرات داده روی آن بیشینه بوده

همان‌طور که در شکل دو، مشاهده می‌شود در دو لایه بالای بستر، خطی بودن جریان‌ها کاملاً مشهود است، ولی در لایه بالایی (لایه نزدیک سطح) قدری پراکنش جریان، تحت تأثیر نیروهای جوی، ملاحظه می‌شود. به علاوه، چنانکه در شکل دو مشاهده می‌شود، سرعت‌های غرب‌سوی‌تر از سرعت‌های شرق‌سوی، به ویژه در دو لایه نزدیک بستر، هستند که می‌تواند ناشی از عدم تقارن کشندی از نوع فراکشند-چیره (سرعت‌های قوی‌تر در زمان فراکشند نسبت به سرعت‌های ضعیف‌تر در زمان فروکشند) باشد که در بخش بعد مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

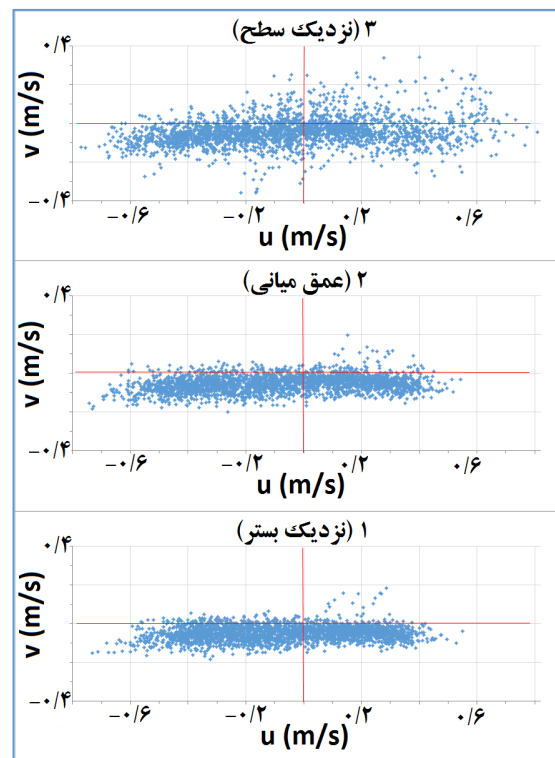
نتیجه تحلیل طیفی دو لایه نزدیک سطح (شکل ۳ الف) و نزدیک بستر (۳ ب)، بیانگر طیف توان چرخشی<sup>۲۹</sup> یا توزیع مقادیر انرژی بر حسب فرکانس  $([m/s]^2/cph)$  پدیده‌های مستتر در جریان‌هاست.



شکل ۳. تحلیل طیفی جریان در لایه نزدیک سطح (الف) و در لایه نزدیک بستر (ب).

آن، جهت جریان در امتداد این محور، دارای یک روند تقریباً خطی است (شکل ۲). در واقع، بیضی جریان تحت تأثیر عامل کشند، در امتداد شرقی-غربی کشیده شده و به صورت تقریباً خطی رفت و برگشت دارد که به موجب آن بیشینه تغییرات سرعت جریان در امتداد شرقی-غربی، به ویژه در دو لایه نزدیک بستر، چندین برابر این تغییرات در راستای شمالی-جنوبی است (شکل ۲).

در منطقه مورد مطالعه، جهت جریان‌های اغلب کشندی به هنگام فروکشند (جزر) در امتداد ۱۰۰ درجه (به طرف شرق مایل به جنوب شرقی)، است و به هنگام فراکشند (مد)، جریان‌های ۲۶۰ درجه از شمال (به طرف غرب مایل به جنوب غربی)، جریان غالب هستند. این مهم در شکل دو، دیده می‌شود و از مرکز محور افقی به دو طرف مثبت و منفی شیب رو به جنوب است. به عبارت دیگر، به علت شکل هندسی محلی و تغییرات محلی عمق آب ناشی از جزیره کیش، این جریان‌ها برای چرخش به دور جزیره (حرکت به موازات خط ساحلی) در یک مسیر اغلب رفت و برگشتی باید در ایستگاه ADCP کمی به سمت جنوب متمایل باشند.



شکل ۲. پراکنندگی مؤلفه‌های جریان در ایستگاه ADCP

مقدار برابر ۰/۳۸ بیانگر رژیم کشتندی آمیخته اغلب نیم‌روزانه در منطقه مورد مطالعه است.

جدول ۱. دامنه (A) و فاز (Pha) چهار مؤلفه اصلی کشتندی (O1، K1، M2 و S2) و قوی‌ترین مؤلفه‌های برکشند (M4) و مرکب (MS4)

Tidal Component	A (cm)	Pha (deg)
M2	۳۲/۷	۱۸۸/۲۷
S2	۱۳/۵	۲۳۷/۳۴
O1	۳/۹	۳۳۲/۲۶
K1	۵/۵	۳۲۲/۰۵
M4	۱/۵	۲۵۸/۶۹
MS4	۱/۶	۳۱۲/۳۵

همچنین در نتیجه تحلیل هارمونیک، جریان کشتندی و جریان باقی مانده از یکدیگر تفکیک شدند. این جریان‌ها برای لایه‌های نزدیک سطح، میانی و نزدیک بستر به ترتیب در شکل‌های ۴، ۵ و ۶ به‌طور مجزا برای سرعت‌های شرقی-غربی u (۴.الف، ۵.الف و ۶.الف) و سرعت‌های شمالی-جنوبی v (۴.ب، ۵.ب و ۶.ب)، نشان داده شده‌اند. در این شکل‌ها، سرعت‌های مثبت معرف سرعت‌های شرق و شمال‌سو و سرعت‌های منفی معرف سرعت‌های غرب و جنوب‌سو هستند و جریان‌های دیده‌بانی شده، کشتندی و باقی مانده به ترتیب با خطوط آبی، قرمز و سبز نشان داده شده است.

در هر یک از این شکل‌ها، مقایسه نظیر به نظیر خط‌های آبی (جریان دیده‌بانی) و قرمز (جریان کشتندی متناظر) مؤلفه‌های u و v نشان می‌دهد که مؤلفه u جریان‌های دیده‌بانی و کشتندی چندین برابر جریان‌های متناظر v است. همچنین مؤلفه u جریان دیده‌بانی (خط آبی در شکل‌های ۴.الف، ۵.الف و ۶.الف)، تحت تأثیر کشتندی، همبستگی چشم‌گیری با مؤلفه u جریان کشتندی متناظر (خط قرمز در شکل‌های ۴.الف، ۵.الف و ۶.الف) دارد در حالی که مؤلفه v جریان دیده‌بانی شده (خط آبی در شکل‌های ۴.ب، ۵.ب و ۶.ب)، اغلب تحت تأثیر عوامل ایجادکننده جریان باقی مانده متناظر (خط سبز در شکل‌های ۴.ب، ۵.ب و ۶.ب) قرار گرفته است، به طوری که نمودارهای سری زمانی این دو جریان، اغلب بر هم منطبق شده‌اند. همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد، در منطقه مورد مطالعه، جریان باقی مانده در لایه نزدیک سطح

در این شکل، فرکانس مثبت برای چرخش در خلاف جهت عقربه‌های ساعت و فرکانس منفی برای چرخش جریان در جهت عقربه‌های ساعت در نظر گرفته شده است. چنانکه مشاهده می‌شود؛ مقادیر انرژی در فرکانس‌های خاصی متمرکز شده‌اند. با حرکت از فرکانس‌های پایین به فرکانس‌های بالا، ابتدا تمرکز انرژی در فرکانس‌های پایین (دوره تناوب ۱۰-۷ روزه و ۳ روزه)، به‌ویژه در لایه نزدیک سطح، مشاهده می‌شود. این انرژی را می‌توان ناشی از تغییرات سینوپتیک و جوی دانست که به‌موجب آن در محدوده فرکانسی گفته شده و در لایه‌های نزدیک سطح (۳.الف) و نزدیک بستر (۳.ب) مقادیر بیشینه انرژی به ترتیب بالاتر و پایین‌تر از تراز  $1(m/s)^2/cph$  قرار می‌گیرد. بعد از آن، یک پیک انرژی با یک مرتبه بزرگی بیشتر، در فرکانس‌های متناظر با دوره تناوب ۱۲ و ۱۲/۹۰ ساعته مشاهده می‌شود. این مقادیر مربوط به مؤلفه‌های نیم‌روزانه کشتندی است. پیک بعدی با یک مرتبه بزرگی بیشتر نسبت به کشتندی روزانه، مربوط به مؤلفه‌های روزانه با دوره تناوب ۲۴ و ۲۵/۸۲ ساعته است. در ادامه پیک‌های انرژی مربوط به مؤلفه‌های یک‌سوم و یک‌چهارم روزانه (مؤلفه‌های کشتندی آب کم‌عمق) مشاهده می‌شود. به طوری که ملاحظه می‌شود؛ مقدار انرژی در مؤلفه‌های کشتندی، کماکان بیشتر از انرژی متناظر با تغییرات سینوپتیک است که این به دلیل غالب بودن جریان‌های کشتندی است. باید یادآوری کرد که مقادیر انرژی در هر دو بخش فرکانس‌های مثبت و منفی تقریباً قرینه هستند و این به معنی خطی بودن جریان‌ها و تقارن در چرخش جریان است که قبلاً به آن اشاره شد.

بر اساس تحلیل هارمونیک، دامنه تراز آب (برحسب سانتی‌متر) و فاز (برحسب درجه) چهار مؤلفه اصلی کشتندی  $O_1$ ،  $K_1$ ،  $M_2$  و  $S_2$  و قوی‌ترین مؤلفه‌های آب کم‌عمق (برکشند و مرکب) در جدول (۱)، نشان داده شده است.

طبق این جدول، مؤلفه نیم‌روزانه ماهانه ( $M_2$ )، با دامنه حدود ۳۳ سانتی‌متر، به‌عنوان قوی‌ترین مؤلفه کشتندی محل شناخته می‌شود. همچنین عدد شکل کشتندی  $(F = \frac{a_{K1} + a_{O1}}{a_{M2} + a_{S2}})$ ، با

شکل ۴.ب) بیشتر متأثر از عوامل جوی (باد) ایجاد می‌شود و در دو لایه عمقی (شکل‌های ۵.ب و ۶.ب) بیشتر از جریان زمینه ناشی می‌شود که به موجب آن، در این دو لایه جریان دیده‌بانی (خط آبی متناظر در شکل‌های ۵.ب و ۶.ب) و

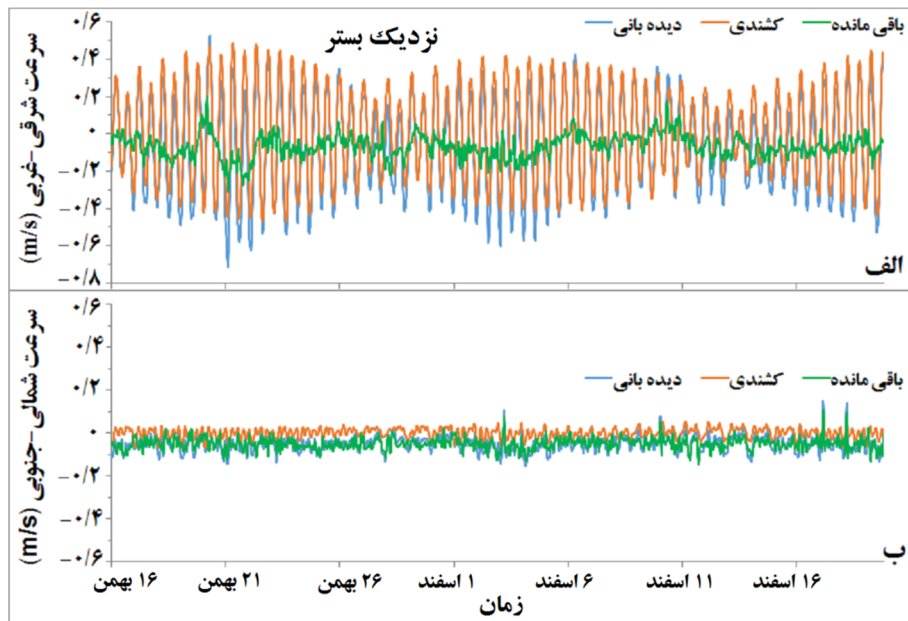
جریان باقی مانده متناظر (خط سبز در شکل‌های ۵.ب و ۶.ب) اغلب با مقادیر ضعیف منفی (جنوب‌سوی) بر هم منطبق شده‌اند.



شکل ۴. مؤلفه شرقی-غربی (الف) و مؤلفه شمالی-جنوبی (ب) جریان‌های اندازه‌گیری شده (خط آبی)، جریان کشندی (خط قرمز) و جریان باقی مانده (خط سبز) در لایه نزدیک سطح در مدت ۳۵ روز در زمستان ۱۳۹۴



شکل ۵. مؤلفه شرقی-غربی (الف) و مؤلفه شمالی-جنوبی (ب) جریان‌های اندازه‌گیری شده (خط آبی)، جریان کشندی (خط قرمز) و جریان باقی مانده (خط سبز) در لایه میانی در مدت ۳۵ روز در زمستان ۱۳۹۴



شکل ۶. مؤلفه شرقی-غربی (الف) و مؤلفه شمالی-جنوبی (ب) جریان‌های اندازه‌گیری شده (خط آبی)، جریان کشندی (خط قرمز) و جریان باقی‌مانده (خط سبز) در لایه نزدیک بستر در مدت ۳۵ روز در زمستان ۱۳۹۴

طبق شکل ۷، در ایستگاه مورد مطالعه، جریان سیلابی از جریان فروکشی قوی‌تر است (شرایط فراکشند-چیره). به‌عنوان نمونه، قوی‌ترین سرعت‌های ثبت‌شده در جهت  $+x$  (جریان فروکشی)، در محدوده ۷۰ درصد تا ۱۰۰ درصد، از کمینه  $0.267$  تا بیشینه  $0.513$  متر بر ثانیه تغییر می‌کنند (شکل ۷.الف)، در حالی که در حین جریان سیلابی (سرعت‌های ثبت‌شده در جهت  $+x$ )، سرعت‌ها قوی‌تر می‌شوند و ۳۰ درصد سرعت‌ها، از  $0.368$  متر بر ثانیه بزرگ‌تر هستند و تا بیشینه  $0.683$  متر بر ثانیه نوسان می‌کنند (شکل ۷.ب).

عدم تقارن کشندی در محیط‌های با کشند آمیخته-اغلب نیم‌روزانه می‌تواند از هر دو اندرکش مؤلفه‌های اصلی نجومی و مؤلفه‌های کشندی آب کم‌عمق ناشی از شکل هندسی محلی حاصل شود [۹، ۱۰، ۱۳].

شکل ۸، نوسان تراز کشندی و فراسنج‌های معرف عدم تقارن کشندی دو گروه  $K_1-O_1-M_2$  و همه مؤلفه‌های کشندی در ایستگاه مورد مطالعه (ADCP) را برای مدت ۳۵ روز نشان می‌دهد. در این شکل‌ها نوسان کشندی به شکل نقطه‌چین، نمایش داده شده است (نوسان  $K_1-O_1-M_2$  در شکل ۸.الف و نوسان همه مؤلفه‌ها در شکل ۸.ج). مربع‌های توخالی، نماینده عدم تقارن مدت زمان ( $A^{Et}$ )، در مدت یک روز ماهانه (گام

این مهم، با تأیید نتایج تحلیل مؤلفه‌ای اصلی (شکل ۲) و تحلیل طیفی (شکل ۳)، حاکی از آن است که در منطقه مورد مطالعه، در مدت اندازه‌گیری‌های ۳۵ روزه (در زمستان ۱۳۹۴)، جریان کشندی با بزرگی چندین برابر جریان باقی‌مانده، به‌عنوان جریان غالب منطقه، به جریان دیده‌بانای رفت و برگشتی تقریباً خطی در راستای شرقی-غربی منجر می‌شود، در حالی که اثر ناچیز جریان باقی‌مانده محلی در لایه نزدیک سطح (بیشتر ناشی از باد) موجب پراکنش اندک جریان دیده‌بانای از محور اصلی شرقی-غربی می‌شود و در دو لایه عمقی (تحت تأثیر جریان زمینه)، موجب انحراف جزئی جریان دیده‌بانای به سمت جنوب می‌شود.

#### ۴. بحث

به‌منظور تخمین قدرت نسبی جریان‌های سیلابی<sup>۳۰</sup> (جریان در زمان فراکشند) و فروکشی<sup>۳۱</sup> (جریان در زمان فروکشند) اندازه‌گیری شده، بافت‌نمای<sup>۳۲</sup> این سرعت‌ها، در لایه میانی، در مدت ۲۷/۳۲ روز آخر اندازه‌گیری (۲ دوره ۱۳/۶۶ روزه) مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۷).

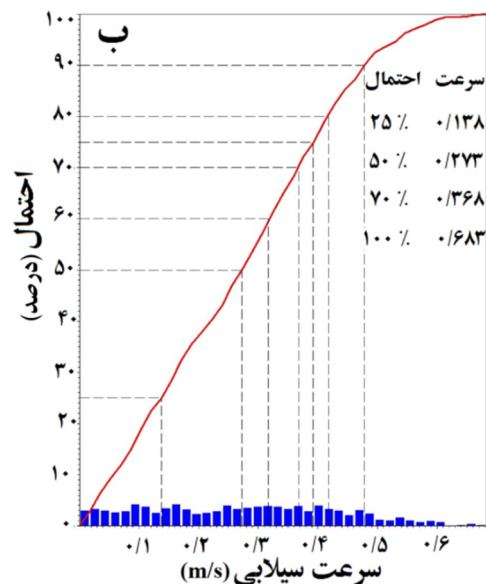
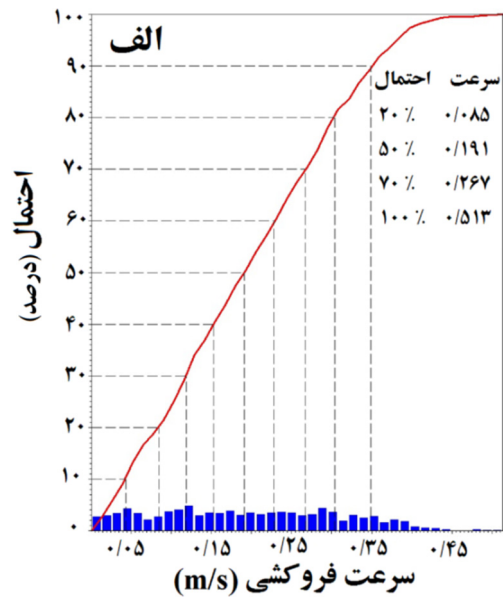
این زمان سهم یکسانی برای نابرابری روزانه در دوره‌های استوایی-حاره‌ای ۱۳/۶۶ روزه اختصاص می‌دهد.



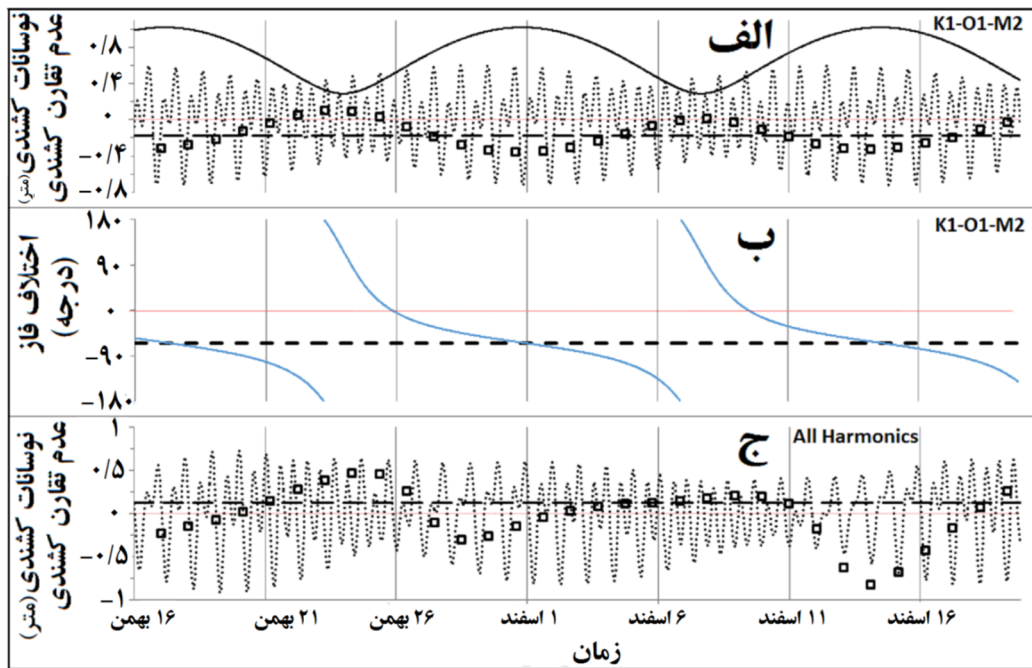
عدم تقارن اعمال شده با مؤلفه‌های سه گانه  $K_1-O_1-M_2$  به صورت فروکشند-چیره به هنگام مهکشند و فراکشند-چیره در زمان کهکشند پدیدار می‌شود (مربع‌های توخالی،  $A^{Et}$ ، در شکل ۸ الف)، اگرچه در کل مدت اندازه گیری‌ها عدم تقارن فروکشند-چیره غالب است (خط چین سیاه زیر خط قرمز صفر در شکل ۸ الف).

مقادیر بیشینه  $a_D/a_{M_2}$  وقتی رخ می‌دهند که اختلاف فاز نسبی وابسته به زمان  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  به اختلاف فاز نسبی ثابت  $\theta_{O_1} + \theta_{K_1} - \theta_{M_2}$  (شکل‌های ۸ الف و ۸ ب را ببینید)، همچنان که در توافق کامل با نتایج تحقیقات پیشین [۱۰، ۱۳] است. در منطقه مورد مطالعه، مشابه نتایج [۱۰] و [۱۳]، تحت اثر کشندهای سه گانه  $K_1-O_1-M_2$ ، نظام فراکشند-چیره زمانی رخ می‌دهد که  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  بین صفر درجه تا ۱۸۰ درجه تغییر کند و شرایط فروکشند-چیره زمانی حاکم است که محدوده تغییر این اختلاف فاز نسبی از ۱۸۰- درجه تا صفر باشد (شکل‌های ۸ الف و ۸ ب). اثر هندسه محیط مصبی روی دامنه و فاز مؤلفه‌های برکشند و مرکب، از طریق  $A^{Et}$  و طول موج مؤلفه‌های کشندی اصلی، نمایان می‌شود [۱۰]. به طور کلی، عدم تقارن فروکشند-چیره ناشی از  $K_1-O_1-M_2$  با غیرخطی‌های هندسه محلی، در جایی که ذخیره بین کشندی قابل توجهی وجود دارد، تقویت می‌شود و برعکس در مکانی که منطقه بین کشندی کمی موجود باشد، این عدم تقارن ضعیف می‌شود و حتی ممکن است با عوامل غیرخطی، مغلوب شده و به وضعیت فراکشند-چیره تغییر کند [۱۰، ۱۳]. در ایستگاه ADCP، در کل مدت ۳۵ روز اندازه گیری، وضعیت فروکشند-چیره ناشی از  $K_1-O_1-M_2$  با  $A^{Et}$  برابر با  $-0/178$  با اضافه شدن مؤلفه‌های آب کم عمق (همه مؤلفه‌های کشندی) به نظام فراکشند-چیره با  $A^{Et}$  برابر با  $+0/124$  تغییر می‌کند (شکل‌های ۸ الف و ۸ ج).

زمانی ۲۵ ساعته) هستند که با استفاده از معادله‌های (۳) و (۴) محاسبه شده‌اند. خط چین سیاه پررنگ در شکل ۸ الف و ۸ ج نشان دهنده  $A^{Et}$  برای کل مدت اندازه گیری (۳۵ روز) است و در شکل ۸ ب نمایانگر اختلاف فاز ثابت  $\theta_{O_1} + \theta_{K_1} - \theta_{M_2}$  است. در شکل ۸ الف خط سیاه نوسانی نسبت  $a_D/a_{M_2}$  (با استفاده از تحلیل هارمونیک و معادله ۹) و در شکل ۸ ب خط آبی نازک اختلاف فاز وابسته به زمان  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  (با استفاده از تحلیل هارمونیک و معادله ۱۰) را نشان می‌دهند.



شکل ۷. بافت‌نمای سرعت‌های فروکشی (الف) و سیلابی (ب) در طول روز ۲۷/۳۲ در لایه میانی ایستگاه ADCP



شکل ۸ (الف) نوسان‌های تراز کشندی ناشی از کشندهای سه گانه K1-O1-M2 (نقطه‌چین)، عدم تقارن مدت زمان  $A^{Et}$  ناشی از کشندهای سه گانه K1-O1-M2 محاسبه شده با گام زمانی ۱ روز ماهانه (مربع توخالی)، عدم تقارن مدت زمان  $A^{Et}$  ناشی از کشندهای سه گانه K1-O1-M2 محاسبه شده برای کل مدت اندازه گیری (خط چین) و نسبت دامنه نوسان تراز آب وابسته به زمان  $a_D/a_{M_2}$  (خط سیاه)، (ب) اختلاف فاز وابسته به زمان  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  (خط آبی نازک) مقایسه شده با اختلاف فاز ثابت  $\theta_{O_1} + \theta_{K_1} - \theta_{M_2}$  (خط چین)، (ج) مانند الف برای همه مؤلفه‌های کشندی

ناشی از نیروهای جوی قرار می‌گیرد و نسبت به راستای شرقی-غربی غالب، کمی دچار پراکندگی می‌شود.

از آنجاکه منطقه مورد مطالعه دارای نظام کشندی آمیخته-اغلب نیم‌روزانه است، باید در بررسی عدم تقارن کشندی اثر هر دو اندرکنش مؤلفه‌های کشندی سه گانه K1-O1-M2 و مؤلفه‌های کشندی آب کم‌عمق ناشی از هندسه محلی را در نظر گرفت. با تعریف پارامتر آریبی  $A^{Et}$ ، نسبت دامنه ترکیب مؤلفه‌های روزانه  $K_1$  و  $O_1$  به مؤلفه نیم‌روزانه  $M_2$  ( $a_D/a_{M_2}$ ) و اختلاف فاز وابسته به زمان  $2\theta_D - \theta_{M_2}$  روی داده‌های تراز آب ناشی از مؤلفه‌های اصلی سه گانه مشخص شد که این مؤلفه‌های سه گانه (K1-O1-M2) عدم تقارن متناوب با دوره ۱۳/۶۶ روزه به شکل فروکشند-چیره در زمان مهکشند و فراکشند-چیره در دوره کهکشند تولید می‌کنند؛ اگرچه مقدار  $A^{Et}$  در کل مدت ۳۵ روزه بیانگر بیشتر بودن سهم فروکشند-چیره است. در تمام مدت اندازه‌گیری‌ها (۳۵ روز)، با اضافه شدن مؤلفه‌های کشندی آب کم‌عمق (در نظر گرفتن همه مؤلفه‌های کشندی)، پارامتر  $A^{Et}$  نشان داد که در ایستگاه

## ۵. نتیجه‌گیری

این مطالعه، داده‌های جریان در سه لایه از سطح تا بستر و داده‌های تراز آب در ایستگاهی در محدوده آب‌های کم‌عمق جنوب شرقی جزیره کیش را که با دستگاه ADCP در مدت ۳۵ روز اندازه‌گیری شده‌اند، مورد تحلیل و بررسی قرار می‌دهد. نتایج این تحقیق نشان داد که در منطقه مورد مطالعه، نظام کشندی آمیخته-اغلب نیم‌روزانه با عدد شکل کشندی  $0/38$  حاکم است و جریان‌های دریایی بیشتر از نوع جریان‌های کشندی هستند. این جریان‌ها به صورت تقریباً خطی در راستای شرقی-غربی آشکار می‌شوند. به عبارت دیگر، متأثر از کشند، تغییرات سرعت جریان در امتداد شرقی-غربی، به‌ویژه در دو لایه نزدیک بستر، به مراتب بیشتر از تغییرات در راستای شمالی-جنوبی است. همچنین جریان باقی‌مانده با ایفای نقشی جزئی روی جریان کلی دیده‌بانی شده، موجب انحراف جنوب‌سوی ناچیز این جریان به‌ویژه در دو لایه عمقی می‌شود. در لایه نزدیک سطح، جریان دیده‌بانی اندکی تحت تأثیر جریان باقی‌مانده

- [12] Doodson AT. The harmonic development of the tide-generating potential. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character. 1921 Dec 1;100(704):305-29.
- [13] Hosseini ST, Chegini V, Sadrinassab M, Siadatmousavi SM, Yari S. Tidal asymmetry in a tidal creek with mixed mainly semidiurnal tide, bushehr Port, Persian Gulf. Ocean Science Journal. 2016;51(2):195-208.
- [14] Preisendorfer RW, Mobley CD. Principal component analysis in meteorology and oceanography: Elsevier Amsterdam; 1988.
- [15] Tolwinski S. Statistical Methods for the Geosciences and Beyond. University of Arizona, Fall 007 RTG Project; 2007.
- [16] Hayashi Y. Space-time spectral analysis of rotary vector series. Journal of the atmospheric sciences. 1979;36(5):757-66.
- [۱۷] خسروی مازیار، سیادت موسوی سیدمصطفی، یاری صادق، عزیزپور مهمانداری جعفر. اندازه گیری میدانی جریان در رودخانه کارون. هیدروفیزیک. ۱۳۹۴؛ ۱(۱): ۳۳-۳۹.
- [18] Pawlowicz R, Beardsley B, Lentz S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. Computers & Geosciences. 2002;28(8):929-37.

مورد مطالعه، عدم تقارن کشندی به شرایط فراکشند-چیره تغییر می‌کند. بافت‌نمای داده‌های سرعت جریان در این ایستگاه و وجود این شرایط فراکشند-چیره، (سرعت‌های سیلابی قوی‌تر نسبت به سرعت‌های فروکشی) را تأیید کرد.

### سپاسگزاری

این مطالعه، با حمایت شرکت توسعه آب و برق کیش انجام شده است.

### مراجع

- [1] Pugh DT. Changing Sea Levels. Effects of Tides, Weather and Climate. Cambridge: Cambridge University Press; 2004. p.265.
- [2] Hardisty J. Estuaries: monitoring and modeling the physical system. John Wiley & Sons; 2008. p.174.
- [3] Parker BB. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review). In: Parker BB, editor. Tidal Hydrodynamics. USA, New York:Wiley;1991. p.237-68.
- [4] Blanton JO, Lin G, Elston SA. Tidal current asymmetry in shallow estuaries and tidal creeks. Continental Shelf Research.2002; 22(11):1731-43.
- [5] Kang JW, Jun KS. Flood and ebb dominance in estuaries in Korea. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2003; 56(1):187-96.
- [6] Dyer KR. Estuaries: a physical introduction. New York: Wiley; 1997. p.109.
- [7] Nidzieko NJ, Ralston DK. Tidal asymmetry and velocity skew over tidal flats and shallow channels within a macrotidal river delta. Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012; 117(C3).
- [8] National Ocean Service. Tide and Current Glossary. NOAA, Silver Spring, Md; 2000.
- [9] Hoitink AJ, Hoekstra P, Van Maren DS. Flow asymmetry associated with astronomical tides: implications for the residual transport of sediment. Journal of Geophysical Research-Oceans. 2003;108(C10).
- [10] Nidzieko NJ. Tidal asymmetry in estuaries with mixed semidiurnal/diurnal tides. Journal of Geophysical Research-Oceans. 2010;115(C8).
- [11] Van Maren DS, Gerritsen H. Residual flow and tidal asymmetry in the Singapore Strait, with implications for resuspension and residual transport of sediment. Journal of Geophysical Research-Oceans.2012;117(C4).

### پی‌نوشت

1. Ridge
2. Trough
3. Shallow water components
4. Compound tide
5. Overtide
6. The lunar quarter diurnal component
7. Astronomical tides
8. Tidal asymmetry
9. Low tide
10. High tide
11. Flood-dominance
12. Ebb-dominance
13. Duration asymmetry
14. Form number
15. Skewness parameter
16. The i-th moment about mean value
17. Triad
18. Fortnightly
19. One-half sidereal month

20. 13.66 mean solar days
21. Diurnal inequality
22. Mean lunar day
23. Sidereal month
24. 13.66-day tropic-equatorial cycle
25. Acoustic Doppler Current Profiler
26. Background current
27. Principle Component Analysis (PCA)
28. Residual current
29. Rotary Power Spectrum
30. Flood current
31. Ebb current
32. Histogram