

مقاله پژوهشی

DOR: 20.1001.1.24767131.1400.7.2.13.6

درصد همانندی: ۱۳٪

## بررسی اثرپذیری کانال صوتی سطحی شمال اقیانوس هند از شار گرمایی محسوس

### در زمان وقوع مونسون تابستانی

ایمان مهرابی دستنایی<sup>۱\*</sup>، سمیه نهاوندیان<sup>۲</sup>

i.mehraby.d@gmail.com

s.nahavandian@modares.ac.ir

<sup>۱\*</sup> نویسنده مسئول، دانشگاه علوم دریایی امام خمینی (ره) نوشهر، نوشهر

<sup>۲</sup> استادیار، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، گروه فیزیک دریا، نور

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۱۶

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۳۰

#### چکیده:

کانال صوتی سطحی معادل آکو ستیکی لایه آمیخته اقیانوسی است و به عنوان بخشی از لایه مرزی اقیانوسی، به صورت مستقیم از فرایندهای جوی تأثیر می‌پذیرد. شار گرمایی محسوس به عنوان یکی از شارهای گرمایی در کنار شار اندازه حرکت، نقش عمده‌ای در ویژگی‌های کانال صوتی سطحی دارد. تاکنون تأثیر این جمله از شار گرمایی بر رفتار لایه آمیخته اقیانوسی به طور مجزا بررسی نشده است. در این پژوهش برای نخستین بار، تأثیر شار گرمایی محسوس در حضور شکست موج و گردش لانگمویر ناشی از مونسون تابستانه شمال اقیانوس هند با استفاده از روش شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ مورد مطالعه قرار گرفته است. بنا بر آزمایش‌های انجام شده، حضور این شار، تأثیر معناداری بر رفتار نیم‌رخ‌های جریان میانگین آب، جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی (به‌ویژه تولید برشی، انتقال تلاطمی و انتقال فشاری) و سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی ندارد. در ضمن انتظارات در مورد ایجاد روندی معکوس شونده در اندازه شار شناوری و نیم‌رخ دمای میانگین ناشی از مثبت یا منفی شدن شار شناوری در زمان‌های مرتبط برآورده شده است. همچنین مشاهده شد که حضور گردش لانگمویر و شکست موج باعث کاهش تغییرپذیری دمای سطح آب از شار گرمایی محسوس به میزانی در حدود ۵۰ درصد شده که این امر به دلیل تأثیرپذیری آب‌های عمیق‌تر از شار گرمایی محسوس در حضور واداشت موج بوده است.

**واژه‌های کلیدی:** کانال صوتی سطحی؛ لایه آمیخته؛ شار گرمایی محسوس؛ شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ؛ شمال اقیانوس هند

## ۱. مقدمه

صوت در اقیانوس از طریق شکل‌های متفاوتی از انتشار کانالی تا فواصل دور منتشر می‌شود. هنگامی که صوت در یک کانال حرکت می‌کند، از گسترش یافتن آن در عمق جلوگیری شده و بین مرزهای آن کانال محصور می‌ماند. کانال سطحی، منطقه‌ای است که از بالا به وسیله سطح آب و از پایین از طریق عمق لایه صوتی محدود می‌شود. درون کانال سطحی، پرتوهای صوت به صورت تناوبی منعکس و شکسته می‌شوند. یک کانال سطحی زمانی به وجود می‌آید که گرادیان منفی دمای درون آن از یک مقداری - که از طریق اثر فشار بر سرعت صوت مشخص می‌شود - تجاوز نکند. کانال سطحی معادل آکوستیکی لایه آمیخته اقیانوسی است. لایه آمیخته یک لایه شبه هم‌دمایی از آب است که به وسیله اثر امواج ناشی از باد و همرفت ترموهالاین ایجاد شده است. همان‌طور که عمق لایه صوتی بیشتر بر حسب گرادیان سرعت صوت شناخته می‌شود، عمق لایه آمیخته بر حسب دما و دقیق‌تر، بر مبنای چگالی - که تابعی از دما، شوری و فشار است - شناخته می‌شود [۱].

تغییرات گرمایی ذخیره‌شده در طبقات بالایی اقیانوس ناشی از عدم تعادل بین گرمای ورودی و خروجی از سطح اقیانوس است. این انتقال گرمایی در عرض یا طول یک سطح را شار گرمایی گویند که در سطح اقیانوس‌ها به صورت شارهای تابش موج کوتاه ( $Q_{sw}^1$ )، تابش مادون قرمز ( $Q_{LW}^2$ )، گرمایی محسوس ( $Q_s^3$ ) و ناشی از گرمای منتقل شده با تبخیر آب یا گرمای نهان ( $Q_L^4$ ) بیان می‌شود [۲]. شار گرمایی محسوس که اغلب از سایر شارهای گرمایی کوچک‌تر است، متأثر از سرعت باد و اختلاف دمای بین آب و جو است؛ به طوری که وزش‌های شدید باد و اختلاف دمای بالا بین آب و جو موجب افزایش این شار می‌شود.

اقیانوس هند، بین قطب جنوب و قاره آسیا قرار دارد؛ شامل دریای سرخ و خلیج فارس می‌شود و مطالعه این پهنه آبی برای جمهوری اسلامی ایران اهمیت زیادی دارد.

الگوی دوگانه وزش باد یعنی باد غالب شمال شرقی مونسون زمستانی و مرطوب جنوب غربی مونسون تابستانی در شمال این اقیانوس، باعث ایجاد واداشت باد، تلاطم، آمیختگی شدید و رسیدن عمق لایه آمیخته به بیش از ۸۰ متر می‌شود. اعمال هم‌زمان واداشت باد و واداشت موج می‌تواند به ایجاد پدیده‌های شکست موج و گردش لانگمویر منجر شود. شکست موج ناشی از بیشتر شدن نسبت ارتفاع موج به طول موج آن از یک مقدار بحرانی است، در صورتی که بر اساس تئوری کریک و لیوویچ، گردش لانگمویر حاصل اندرکنش جریان برشی ناشی از باد و جریان استوکس ناشی از موج سطحی است [۳].

شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ (LES<sup>۵</sup>) یکی از روش‌های شبیه‌سازی کوچک مقیاس است که نتایج آن تطابق بسیار خوبی با اندازه‌گیری‌های میدانی دارد. در بعضی از پژوهش‌های انجام شده با این روش، اثر هر دو پدیده شکست موج و گردش لانگمویر در نظر گرفته شده است [۴-۶]. البته در دو مورد اول، تأثیر وزش باد فقط در یک جهت (در راستای x) در نظر گرفته شده است. با وجود این، مطالعه اثر شکست موج و گردش لانگمویر در بسیاری از مطالعات انجام شده با این روش وجود ندارد [۷-۱۰].

دریای عمان و شمال اقیانوس هند در سال‌های اخیر از جنبه اندازه‌گیری میدانی [۱۱-۱۷] و مدل‌سازی‌های عددی [۱۸-۲۱] مورد علاقه پژوهشگران متعدد بوده است. با وجود این، مطالعات محدودی در خصوص پاسخ لایه آمیخته اقیانوسی به شکست موج و گردش لانگمویر با استفاده از روش شبیه‌سازی پیچک بزرگ صورت پذیرفته است [۲۲]. اگرچه، چگونگی تأثیر شار گرمای نهان تبخیر در حضور شکست موج و گردش لانگمویر در [۲۳] مطالعه شده، اما تاکنون بررسی تأثیر شار گرمایی محسوس در حضور واداشت موج و باد با استفاده از روش LES مطالعه نشده است و نوشته حاضر برای نخستین بار به این مهم خواهد پرداخت.

## ۲. مواد و روش‌ها

برای شبیه‌سازی محیط این پژوهش از نسخه ۴ مدل عددی PALM استفاده شده است. از این مدل برای بررسی جریان‌ها در جو و دریا، براساس روش شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ استفاده می‌شود [۲۴].

برای میسر شدن مقایسه نتایج به دست آمده از این پژوهش، تنظیمات اولیه اعمال شده در مدل عددی (به جز در موارد مرتبط با شار گرمایی محسوس) کاملاً مشابه مطالعه انجام شده توسط مهرابی و همکاران [۲۲ و ۲۳] و تا حد امکان شبیه به برخی دیگر از مدل‌سازی‌های صورت گرفته اخیر [۴ و ۵] و مطابق با جدول ۱ است.

جدول ۱. تنظیمات اولیه اعمال شده در مدل عددی

مقدار	متغیر
۳۰۰ متر در ۳۰۰ متر	ابعاد افقی
۸۰ متر	عمق شبیه‌سازی شده
۱/۲۵ متر	تفکیک مکانی شبکه در هر سه جهت
به ترتیب در راستای شرق و شمال	محورهای X و Y
۲۴ درجه شمالی	طول جغرافیایی
۶۱ درجه شرقی	عرض جغرافیایی
$f = 5.5 * 10^{-5} s^{-1}$	نیروی کوریولیس
۲۷ درجه سانتی‌گراد	دمای اولیه سطح دریا (با توجه به مطالعات گذشته)
۸۰ متر	عمق لایه آمیخته

در اینجا نیز شبیه‌سازی‌ها از حالت سکون آغاز شد و ۳۳/۵ ساعت ادامه پیدا کرد. زمان شروع شبیه‌سازی پس از غروب آفتاب روز ۱۴ آگوست منطقه مورد مطالعه و روی ساعت ۱۴:۳۰ تنظیم شد (همه زمان‌های ارائه شده در این مقاله، بر اساس زمان جهانی است). مطابق آنچه در ادامه (شکل‌های ۴-الف و ۴-ب) نشان داده خواهد شد، شبیه‌سازی صورت گرفته در این پژوهش در حضور و بی‌حضور واداشت موج، به ترتیب پس از گذشت ۳/۵ و ۴/۵ ساعت به پایداری می‌رسد؛ بنابراین، با صرف نظر

کردن از داده‌های ۹/۵ ساعت اول شبیه‌سازی، خروجی‌های مدل از ساعت صفر بامداد و به مدت ۲۴ ساعت مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. به منظور آغاز سریع‌تر حرکات تلاطمی، یک سرمایش از سطح خفیف در ۶۰۰ ثانیه ابتدای شبیه‌سازی‌های فاقد شار گرمایی مثبت (به سمت بالا) اعمال شد.

## ۳. تئوری و محاسبات

پیش از ارائه تئوری و محاسبات، متغیرهای به کاررفته در این پژوهش طبق جدول ۲ ارائه می‌شود:

جدول ۲. متغیرهای به کاررفته در پژوهش

نام	متغیر
فشار تولید شده	$\pi = \frac{p}{\rho_0} + ( u + u_s ^2 -  u ^2)/2$
شناوری	$b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$
نیروی تاو	$\varepsilon_{ijk} u_{sj} \omega_k$
سرعت جریان استوکس	$u_{si}$
واداشت تصادفی	$F_i$
ثابت	$A$
سرعت اصطکاکی	$u_*$
زاویه باد نسبت به محور X	$\gamma$
تابع تصادفی گوسی با مقدار متوسط صفر و واریانس ۱	$G(0; 1)$
زاویه وزش باد نسبت به محور X [۲۷-۲۵]	$\gamma=45^\circ$
مقیاس طولی واداشت تصادفی	$l_0 = 1.25$
مقیاس زمانی واداشت تصادفی	$t_0 = l_0/(Au_*)$
سرعت استوکس	$u_s = U_s \exp(-4\pi z/\lambda)$
سرعت استوکس در سطح دریا	$U_s = \left(\frac{2\pi a}{\lambda}\right)^2 \left(\frac{g\lambda}{2\pi}\right)^{1/2}$
ارتفاع موج (مقدار فرض شده برابر با ۱ متر)	$a$
طول موج	$\lambda = 40 m$
شتاب گرانش زمین	$g$
سرعت اصطکاکی سطحی	$u_* = 0.012 m/s$
عدد لانگمویر تلاطمی	$La_t = (u_*/U_s)^{1/2} = 0.247$

$$F_2 = \frac{Au_*}{t_0} \sin \gamma G(0; 1)(1 - \delta_{i3})\delta(z) \quad (3)$$

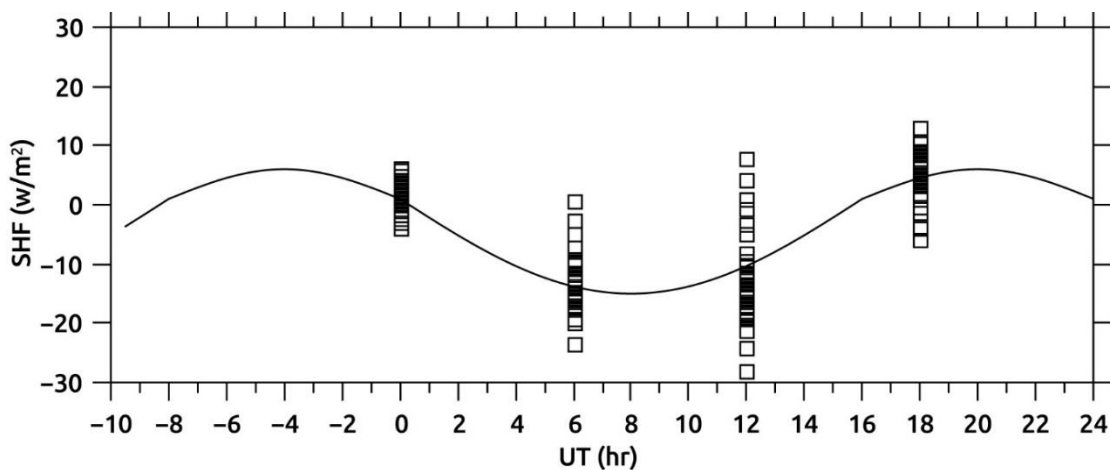
همانند مطالعه قبلی مربوط به اثر تبخیر [۲۳]، در اینجا نیز برای در نظر گرفتن شار گرمایی محسوس (Qs)، از میانگین ده سال اخیر داده‌های NCEP NCAR [۲۹] ماه آگوست منطقه مورد مطالعه استفاده و الگوی روزانه این داده‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. تحلیل چرایی رفتار روزانه الگوی در نظر گرفته شده برای شار گرمایی محسوس (شکل ۱) در جای خود قابل طرح و از موضوع این پژوهش خارج است. آنچه در این مطالعه بیشتر اهمیت دارد، چگونگی پاسخ لایه آمیخته اقیانوسی به نوسانات شارهای گرمایی است [۲۳].

مشابه پژوهش‌های پیشین [۴ و ۵ و ۲۲ و ۲۳]، در اینجا نیز از معادله‌های فیلتر شده زیر (رابطه ۱) استفاده شده است:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial \pi}{\partial x_i} - \varepsilon_{ijk} f_j (u_k + u_{sk}) + b\delta_{i3} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \varepsilon_{ijk} u_{sj} \omega_k + F_i \quad (1)$$

همچنین، تلاطم‌های کوچک مقیاس مربوط به شبیه‌سازی شکست موج از طریق F1 و F2 (مطابق با پیشنهاد لی و همکاران [۲۸]) و به صورت زیر (روابط ۲ و ۳) به‌روزرسانی شده است:

$$F_1 = \frac{Au_*}{t_0} \cos \gamma G(0; 1)(1 - \delta_{i3})\delta(z) \quad (2)$$



شکل ۱. الگوی تغییرات روزانه شار گرمایی محسوس ارائه شده به شبیه‌سازی‌ها (منحنی) و مقادیر به دست آمده از متوسط اطلاعات ۱۰ سال اخیر NCEP NCAR (مربع‌ها) موقعیت جغرافیایی مورد مطالعه در ماه آگوست بر اساس زمان جهانی (UT)

جدول ۳. نام‌گذاری و پدیده‌های حاکم آزمایش‌های صورت پذیرفته در شبیه‌سازی انجام شده،  $\alpha$  ضریب پخش گرمایی،  $c_p$  ظرفیت گرمایی ویژه آب دریا،  $g$  شتاب گرانش زمین و  $Q_s$  شار گرمایی محسوس است.

نام آزمایش	پدیده‌های اعمال شده		
	وجود میدان باد مونسونی	وجود شکست موج و گردش لانگمیر	شار شناوری در سطح آب
E20	بله	خیر	0
E30	بله	بله	0
E21	بله	خیر	$\left(\frac{\alpha g}{\rho c_p}\right) Q_s$
E31	بله	بله	

درواقع، بازتولید خروجی‌های تحقیقات مشابه قبلی [۲۳] است؛ بنابراین برای رعایت اختصار، از نشان دادن برخی از این نمودارها صرف نظر شده است.

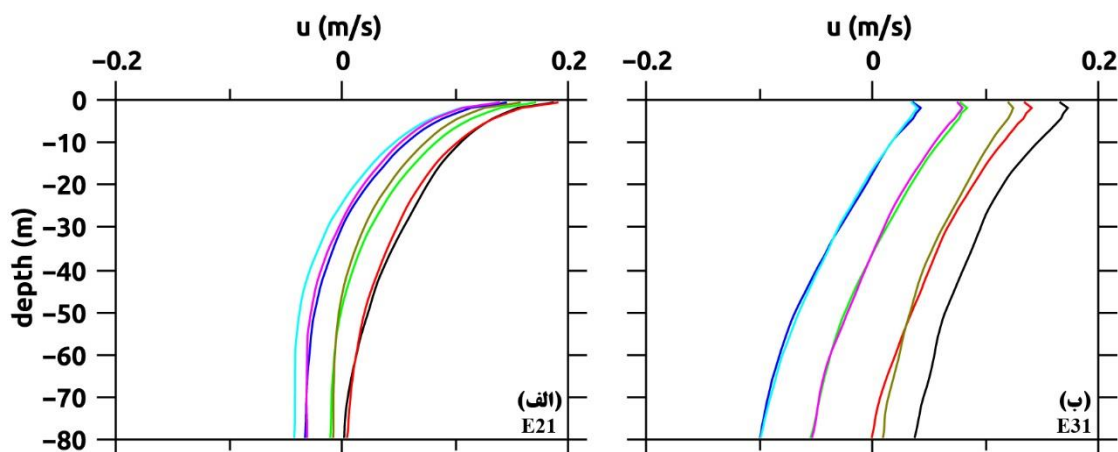
#### ۴-۱. رفتار جریان میانگین

به منظور بررسی رفتار جریان آب در لایه صوتی سطحی، تغییرات میانگین افقی مؤلفه‌های  $x$  و  $y$  سرعت (به ترتیب  $u$  و  $v$ ) با عمق در حالت‌های  $E21$  و  $E31$  که در شکل‌های ۲ و ۳ نشان داده شده‌اند، را بررسی می‌کنیم. همه مقادیر مربوط به میانگین‌گیری‌های افقی در این پژوهش، در بازه‌های ۶۰۰ ثانیه‌ای محاسبه و نیم‌رخ این میانگین‌ها نیز پس از گذشت ۹/۵ ساعت از آغاز شبیه‌سازی، هم‌زمان با نیمه‌شب و در فواصل زمانی چهارساعته تهیه شده‌اند.

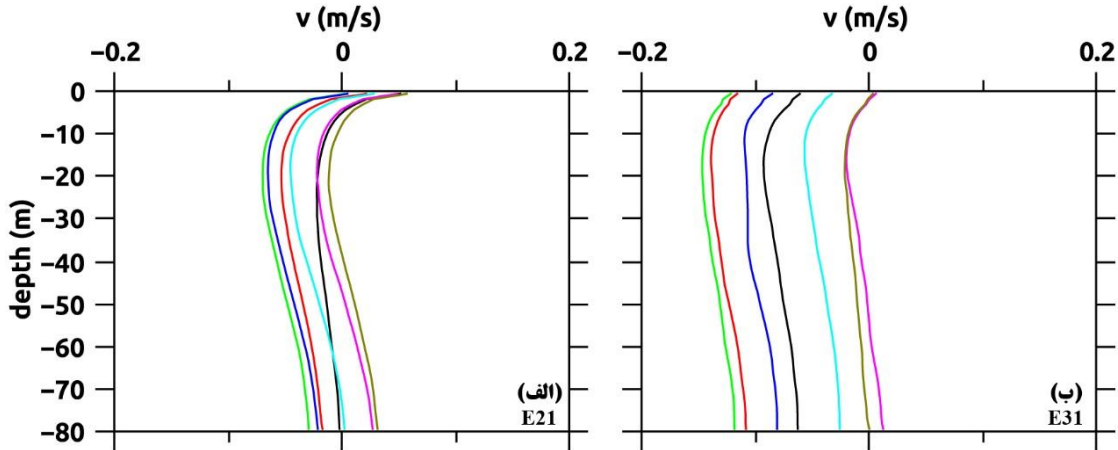
شبیه‌سازی‌های صورت گرفته در این مقاله در شرایط حضور میدان باد ناشی از مونسون جنوب غربی (بدون گردش لانگمویر و شکست موج) ( $E20$ )، حضور میدان باد ناشی از مونسون جنوب غربی و شار گرمایی محسوس ( $E21$ )، حضور پدیده‌های گردش لانگمویر و شکست موج ( $E30$ ) و بالاخره حضور پدیده‌های گردش لانگمویر، شکست موج و شار گرمایی محسوس ( $E31$ )، مطابق جدول ۳ انجام شده و نتایج هر یک از این آزمایش‌های عددی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

#### ۴. یافته‌ها

در این بخش، یافته‌های حاصل از مدل‌سازی اثر شار گرمایی محسوس در زمان وقوع مونسون تابستانه (ماه آگوست) در ساعت‌های مختلف روز در حضور یا نبود گردش لانگمویر و شکست موج ارائه و بحث می‌شود. لازم به بیان است که نمودارهای مربوط به آزمایش‌های  $E20$  و  $E30$  و مواردی که نوسانات ناشی از شار گرمایی محسوس ناچیز است،



شکل ۲. نیم‌رخ مؤلفه  $x$  سرعت میانگین افقی ( $u$ ) در ساعت‌های ۰۰:۰۰ (مشکی)، ۰۴:۰۰ (قرمز)، ۰۸:۰۰ (سبز)، ۱۲:۰۰ (آبی)، ۱۶:۰۰ (فیروزه‌ای)، ۲۰:۰۰ (بنفش) و ۲۴:۰۰ (زرد تیره)

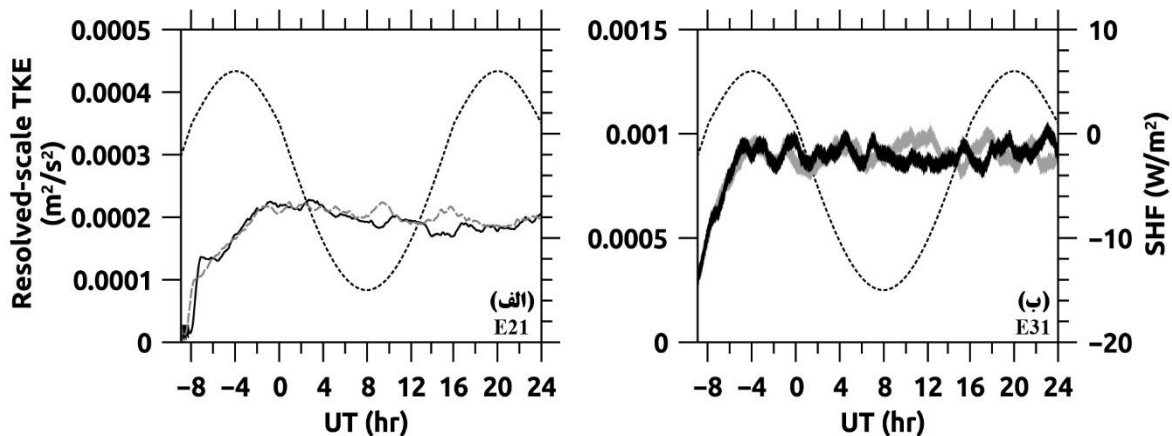
شکل ۳. مانند شکل ۲، فقط برای مؤلفه  $y$ 

بیشتری بر چینه‌بندی ایفا می‌کند؛ به طوری که در ۲۰ متر بالای دریا، موجب افزایش آن شده است.

#### ۲-۴. سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی

شکل ۴، سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی ( $TKE$ ) را در حضور و بی حضور واداشت موج و شار گرمایی محسوس سطحی نشان می‌دهد که در ادامه به صورت جداگانه بررسی می‌شود.

طبق نتایج به دست آمده، حضور شار گرمایی محسوس تأثیر معناداری بر رفتار جریان میانگین آب در لایه آمیخته اقیانوسی نداشته است. این نتیجه از مقایسه نیم‌رخ‌های شکل‌های ۲ و ۳ با نیم‌رخ‌های جریان نشان داده شده در شبیه‌سازی‌های آزمایش‌های E20 و E30 به دست آمده است [۲۳]. با وجود این، در اینجا مشاهده شد که در حضور گردش لانگمویر و شکست موج، شار گرمایی محسوس نقش



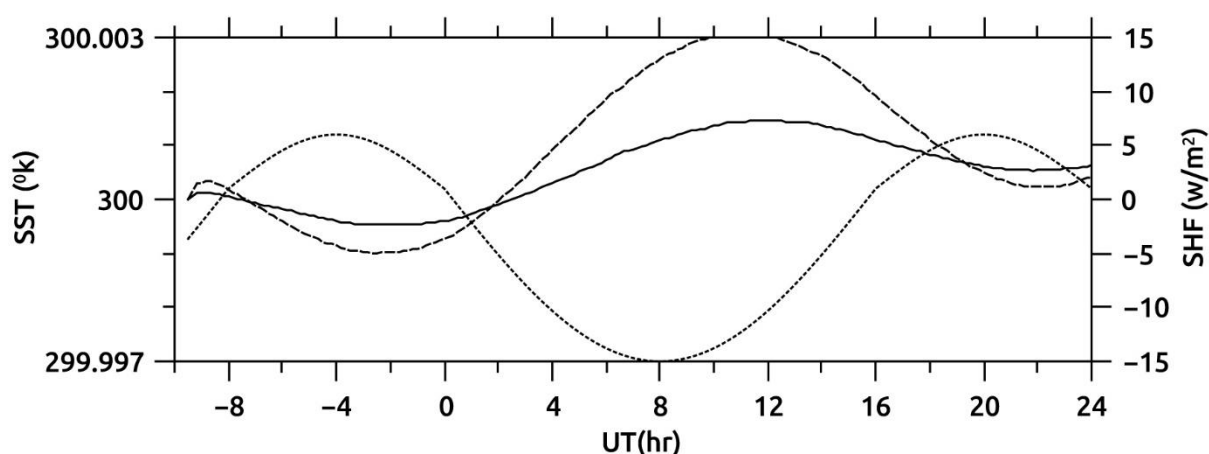
شکل ۴. سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی، خطوط نقطه‌چین شار گرمایی محسوس و خطوط کم‌رنگ خاکستری انرژی جنبشی تلاطمی در حالت نبود شار گرمایی محسوس (در شکل الف، E20 و در شکل ب، E30) را نشان می‌دهند. همچنین خطوط مشکی رنگ نشان‌دهنده سری زمانی در حضور شار گرمایی محسوس (در شکل الف، E21 و در شکل ب، E31) است. نوسانات زیاد انرژی جنبشی تلاطمی در حضور گردش لانگمویر و شکست موج باعث افزایش ضخامت نمودار سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی در آزمایش E31 شده است.

آن نیز با یکدیگر در تعادل باشند که این موضوع در بخش‌های آتی بررسی خواهد شد.

#### ۴-۳. دمای سطح آب

در شکل ۵ سری زمانی دمای سطح آب در حضور شار گرمایی محسوس و حضور (E31) یا عدم حضور واداشت موج (E21) مشاهده می‌شود. همچنین، به منظور بررسی هم‌زمان، شار گرمایی محسوس نیز به صورت منحنی نقطه‌چین نشان داده شده است.

نمودار الف در شکل ۴ مربوط به حالت حضور شار گرمایی محسوس سطحی و عدم حضور واداشت باد و موج و بخش ب این شکل مربوط به حالت حضور این شار گرمایی و واداشت باد و موج است. همان‌طور که مشخص شده است، در هر دو حالت تعریف‌شده، شار گرمایی محسوس قادر به تأثیر قابل ملاحظه و مشخصی بر روند تغییرات انرژی جنبشی تلاطمی با زمان نبوده است؛ بنابراین با توجه به پایستار بودن انرژی جنبشی تلاطمی، انتظار می‌رود، جملات مهم بودجه



شکل ۵. سری زمانی دمای سطح آب، منحنی خط‌چین آزمایش E21، منحنی توپر آزمایش E31 و نوسانات شار گرمایی محسوس با نقطه‌چین نشان داده شده است.

دمای سطح آب با تأخیری در حدود ۳ ساعت، روندی کاهشی داشته است و برعکس. نکته دیگر اینکه حضور گردش لانگمیر و شکست موج (حالت E31) باعث کاهش تغییرپذیری دمای سطح آب از شار گرمایی محسوس در حدود ۵۰ درصد شده است.

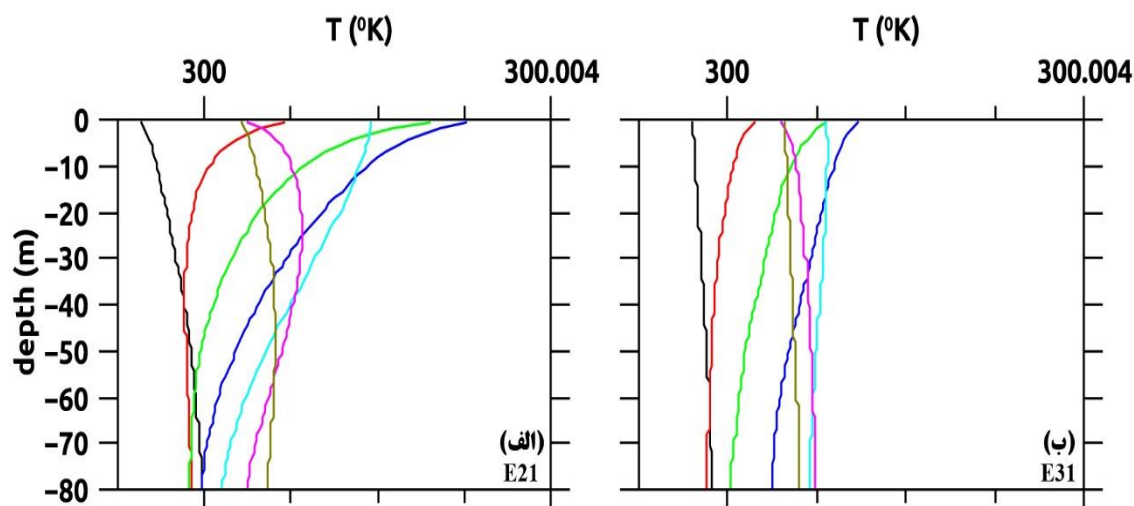
#### ۴-۴. نیم‌رخ قائم میانگین افقی سرعت صوت

سرعت صوت به دما، شوری و فشار (عمق) وابسته است. از طرفی، برخلاف شار گرمایی نهان تبخیر - که از چارچوب

شار گرمایی محسوس در سطح دریا در این تحقیق، الگوی دوگانه دارد طوری که در برخی از ساعت‌های شبانه‌روز مثبت و در برخی اوقات منفی است که اولی بیانگر انتقال گرما از دریا به جو و دومی به معنای انتقال گرما از جو به دریاست. طبق آنچه در شکل ۵ آمده است، اگرچه تغییرات دمای سطح آب تحت تأثیر شار گرمایی محسوس بسیار ناچیز است (در حالت E21 در حدود ۰/۰۰۴ درجه کلوین)، اما با تغییرات شار گرمایی محسوس بسیار هماهنگ است. طوری که در هر زمانی که شار گرمایی محسوس روندی افزایشی پیدا کرده است، سری زمانی

در شکل ۶ نیم‌رخ قائم میانگین افقی دما در ۱۲ حالت شبیه-سازی این تحقیق نشان داده شده است. در ادامه هر یک از حالت‌ها به صورت جداگانه بررسی می‌شود.

این مقاله خارج است- شار گرمایی محسوس تأثیر قابل‌ملاحظه‌ای بر شوری آب دریا ندارد؛ بنابراین، نیم‌رخ قائم میانگین افقی دما، به‌خوبی نیم‌رخ قائم میانگین افقی سرعت صوت را نمایندگی می‌کند و برای تکرار نشدن، به نیم‌رخ دما اکتفا می‌شود.



شکل ۶. مطابق شکل ۲ اما برای نیم‌رخ قائم میانگین افقی دما

می‌شود. در صورت حضور گردش لانگمویر و شکست موج (E31) الگوی کلی تأثیرپذیری نیم‌رخ میانگین دما از شار گرمایی محسوس تکرار می‌شود (ترتیب رنگ‌ها در سطح آب در شکل ۶-ب مشابه شکل ۶-الف است) اما تلاطم بیشتر موجود در ستون آب در حضور واداشت موج باعث ملایم شدن شیب نمودار و کاهش تغییرات دمایی ستون آب در هر فاز می‌شود.

#### ۴-۵. نیم‌رخ قائم میانگین افقی انرژی جنبشی تلاطمی

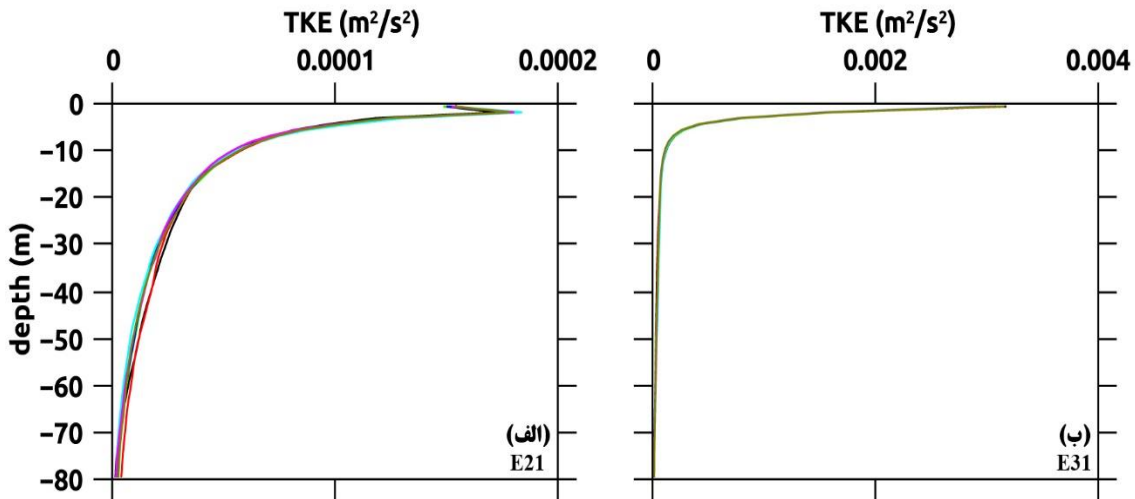
به‌منظور بررسی رفتار انرژی جنبشی تلاطمی در اعماق مختلف می‌بایست به نیم‌رخ آن مراجعه نمود که در شکل ۷ برای حالت‌های این تحقیق ارائه شده است. این شکل نشان

همان‌گونه که پیش‌ازاین اشاره شد، شار گرمایی محسوس، قبل از ساعت صفر، مثبت و به تبع آن، سطح اقیانوس در حال از دست دادن گرما بوده است. این امر موجب کاهش دما در سطح آب و ایجاد شیب مثبت در نیم‌رخ دما شده است (نمودار مشکی‌رنگ بخش B و D شکل ۶). بعدازآن، دما در سطح و نزدیکی آن به آرامی افزایش می‌یابد. با گذشت زمان، هم‌زمان با بیشتر شدن دمای سطح، افزایش دما به اعماق بیشتر نیز نفوذ می‌کند؛ اما با مثبت شدن این شار و از دست رفتن گرما در سطح، این روند متوقف و معکوس می‌شود؛ به‌طوری‌که ابتدا دما فقط در سطح و نزدیک به آن کمی کاهش می‌یابد، سپس این کاهش به اعماق بیشتر نیز نفوذ می‌کند؛ اما از آنجاکه کاهش دما، کل ستون آب را شامل نمی‌شود، در انتهای روز، کل ستون آب تقریباً هم‌دما



TKE بسیار محدود است. در ادامه، با تفکیک جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی، بررسی‌های بیشتری صورت می‌پذیرد.

می‌دهد که در همه آزمایش‌ها، انرژی جنبشی تلاطمی با عمق به صورت نمایی کاهش می‌یابد. در ضمن نتایج ارائه شده در این شکل نیز تأیید می‌کنند که تأثیر شار گرمایی محسوس به ویژه در حضور واداشت موج، بر نوسانات روزانه



شکل ۷. طبق شکل ۲ اما برای نیم‌رخ قائم میانگین افقی انرژی جنبشی تلاطمی

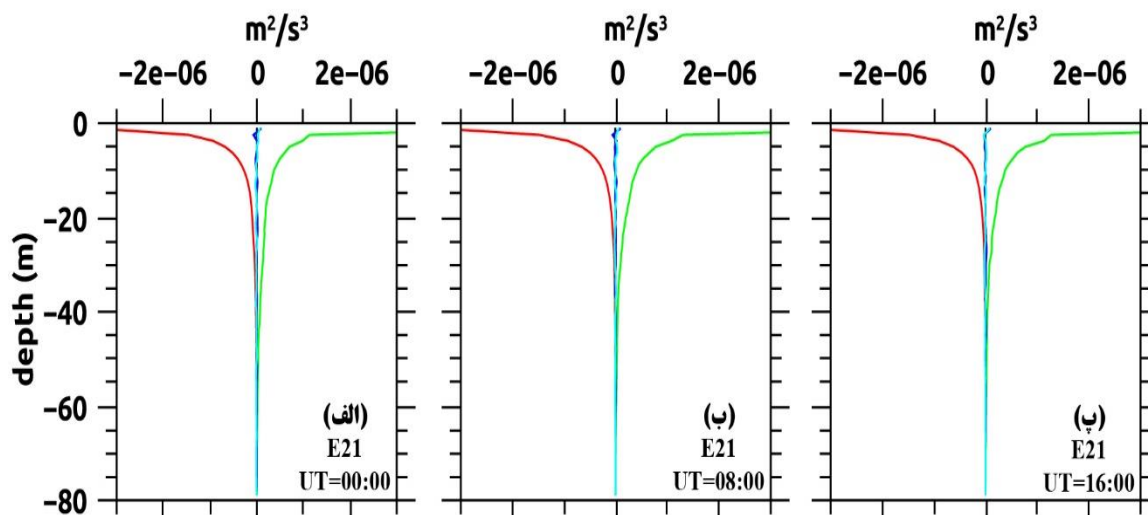
نیم‌رخ جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی در حضور شار گرمایی محسوس در ساعت‌های مختلف در شکل-های ۸ (حالت E21) و ۹ (حالت E31) نشان داده شده است. طبق این شکل‌ها، در صورت نبود گردش لانگمویر و شکست موج، ثابت ماندن انرژی جنبشی تلاطمی از طریق تعادل تولید برشی و نرخ اتلاف تأمین می‌شود؛ اما حضور واداشت باد و موج باعث افزایش نقش آفرینی تولید برشی، نرخ اتلاف در اعماق بیشتر و کاهش نقش تولید برشی در نزدیکی سطح آب می‌شود. با وجود این، در این حالت، انتقال فشاری و تولید استوکس نیز در ایجاد تعادل با تولید برشی و نرخ اتلاف مشارکت دارند.

#### ۴-۶. نیم‌رخ قائم میانگین افقی بودجه انرژی جنبشی تلاطمی

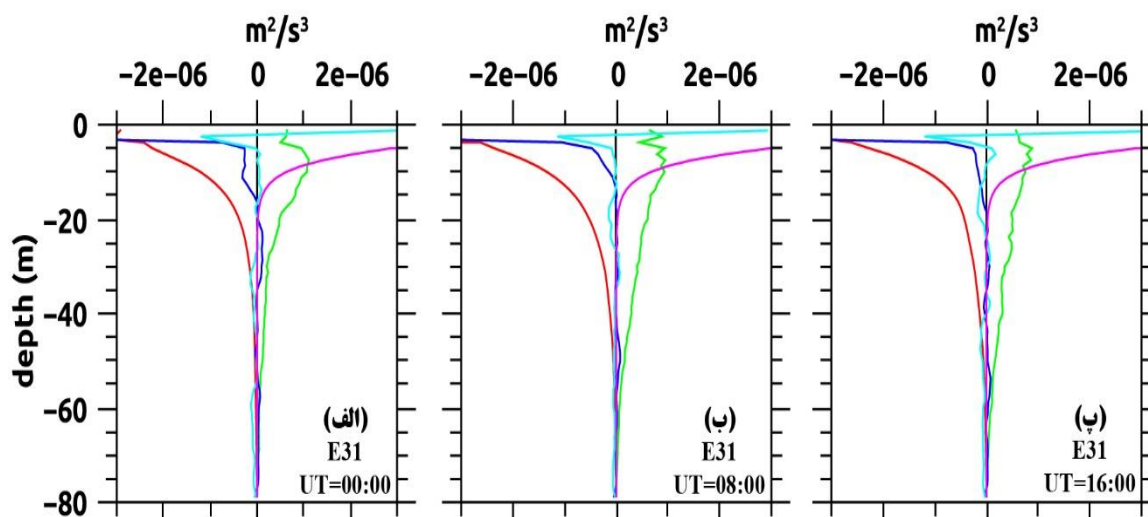
تغییرات انرژی جنبشی تلاطمی  $(\frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}))$  با زمان و در حضور شار گرمایی محسوس، شکست موج و گردش لانگمویر را می‌توان طبق رابطه زیر که به بودجه انرژی جنبشی تلاطمی معروف است، تفسیر نمود:

$$\frac{dE}{dt} = -\overline{u'w'} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + \overline{w'b'} - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'u' \cdot u'}) - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{\rho} \overline{w'p'} \right) - \overline{u'w'} \frac{\partial u_s}{\partial z} \quad (4)$$

در حالی که جملات سمت راست را به ترتیب تولید برشی<sup>۷</sup>، تولید شناوری<sup>۸</sup>، نرخ اتلاف<sup>۹</sup>، انتقال انرژی جنبشی تلاطمی<sup>۱۰</sup>، انتقال فشاری<sup>۱۱</sup>، و تولید استوکس<sup>۱۲</sup> می‌نامند.



شکل ۸. نیم‌رخ بودجه انرژی جنبشی تلاطمی در آزمایش E20 در ساعاتی ۰۰:۰۰ (الف)، ۰۸:۰۰ (ب) و ۱۶:۰۰ (پ). منحنی‌ها در این شکل نشان‌دهنده تولید شناوری (مشکی)، نرخ اتلاف (قرمز)، تولید برشی (سبز)، انتقال فشاری (آبی)، انتقال تلاطمی (فیروزه‌ای) و تولید استوکس (بنفش) هستند.

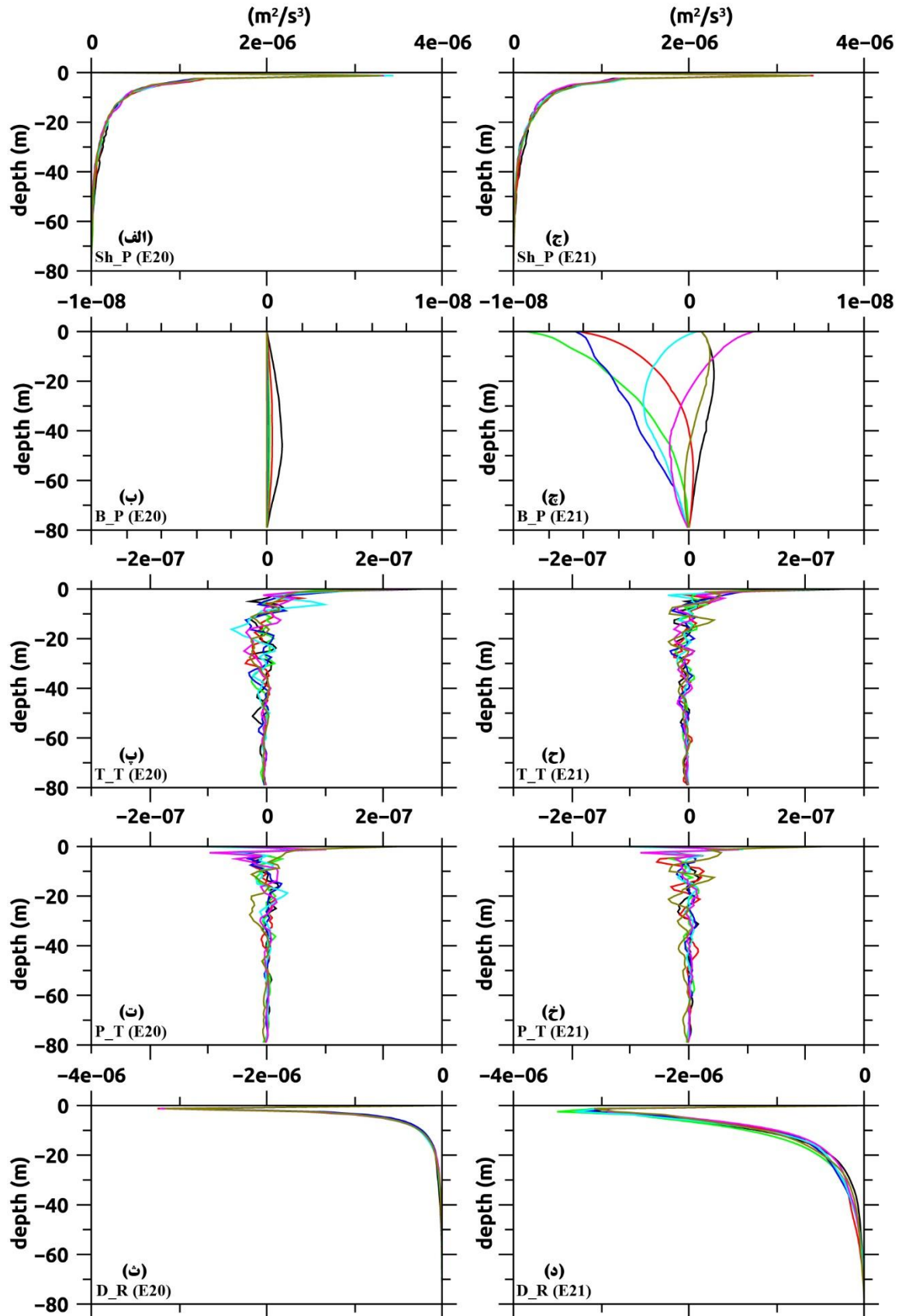


شکل ۹. طبق شکل ۸ اما برای آزمایش E31

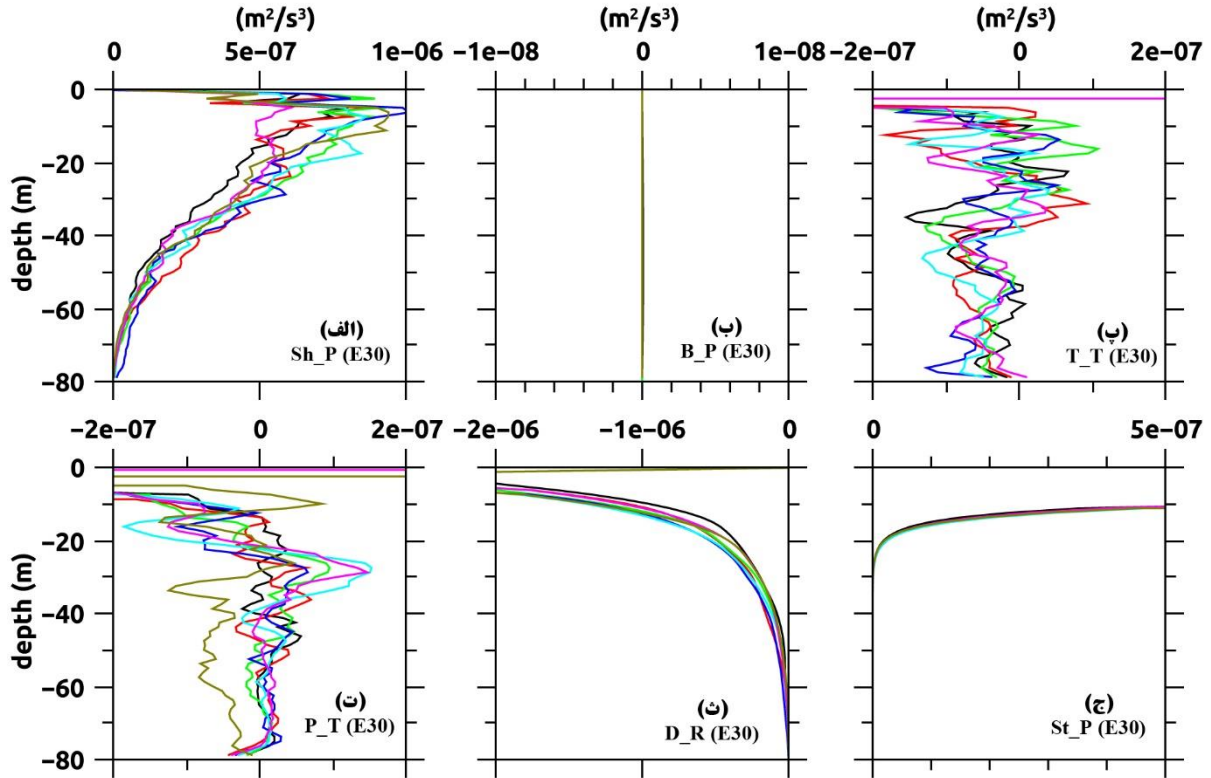
درحالی‌که تحت‌تأثیر حضور یا عدم حضور گردش لانگمویر و شکست موج هستند، نشان داده شده است. برای بررسی بیشتر اثر شار گرمایی محسوس، در اینجا تغییرات رفتار این جملات به صورت جداگانه ارائه می‌شود.

#### ۴-۷. رفتار روزانه جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی

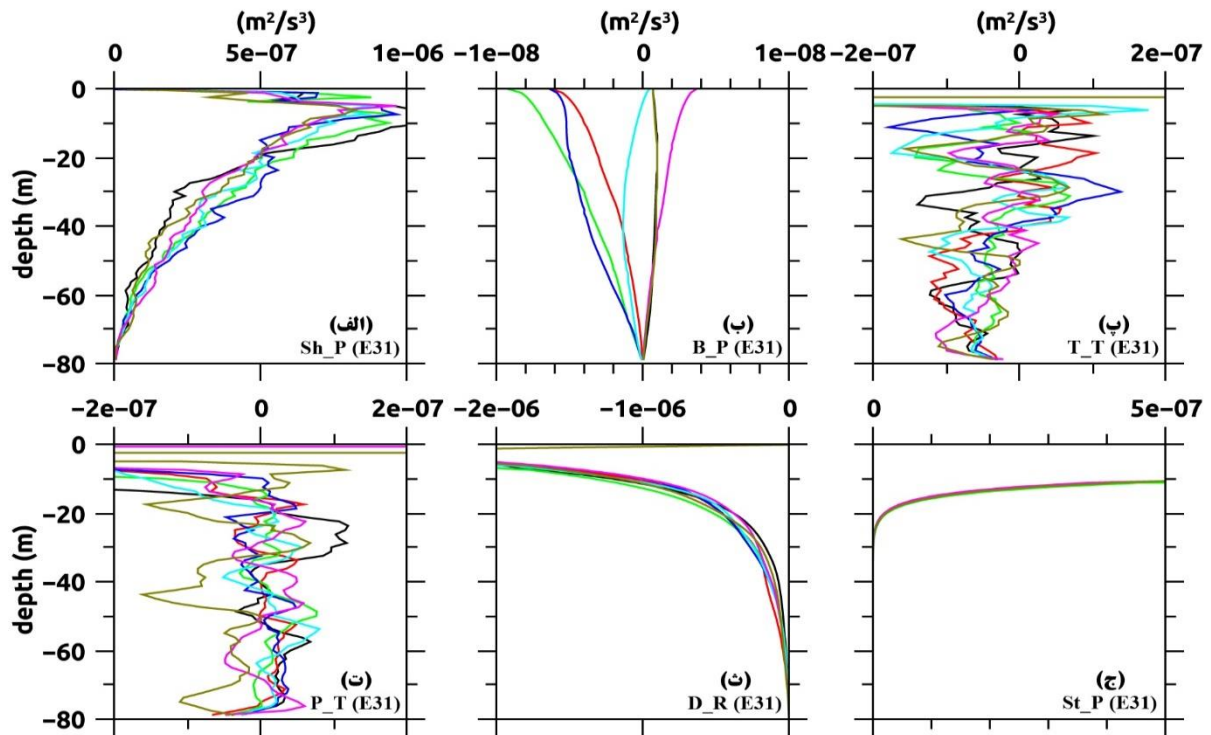
در شکل‌های ۱۰ تا ۱۲، رفتار روزانه جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی، در حضور شار گرمایی محسوس و



شکل ۱۰. نیم‌رخ جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی: تولید برشی (الف و ج)، تولید شناوری (ب و چ)، انتقال انرژی جنبشی تلاطمی (پ و ح)، انتقال فشاری (ت و خ) و نرخ اتلاف (ث و د) در دو آزمایش E20 و E21



شکل ۱۱. نیم‌رخ جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی: تولید برشی (الف)، تولید شناوری (ب)، انتقال انرژی جنبشی تلاطمی (پ)، انتقال فشاری (ت)، نرخ اتلاف (ث) و تولید استوکس (ج) در آزمایش E30. رنگ نمودارها مطابق زمان‌های بیان‌شده در شکل ۲ است.



شکل ۱۲. مشابه شکل ۱۱ اما برای آزمایش E31

ت). بنابراین در حضور گردش لانگمویر و شکست موج، حضور شار گرمایی محسوس بر نیمرخ میانگین انتقال فشاری بی تأثیر است.

یکی دیگر از عوامل مهم در ایجاد تعادل بین جملات رابطه ۴، نرخ اتلاف است. از آنجا که نرخ اتلاف با توان سوم سرعت اصطکاکی رابطه مستقیم دارد، انتظار می رود با عمق به صورت نمایی کاهش یابد (شکل های ۱۰-ث، ۱۰-د، ۱۱-ث و ۱۲-ث). مقایسه نمودارهای ۱۰-ث و ۱۱-ث، به ترتیب با ۱۰-د و ۱۲-ث، گویای افزایش نرخ اتلاف در سطح دریاست. این افزایش با نتایج حاصل از مقایسه حالت های حضور، عدم حضور گردش لانگمویر و شکست موج در شبیه سازی های نوح و همکاران [۴ و ۵] هماهنگی دارد و بیانگر تأثیر شکست موج بر افزایش نرخ اتلاف در سطح آب است. کاهش نرخ اتلاف در اعماق بیشتر، مجال خودنمایی تغییرات روزانه آن را فراهم می سازد، اما این تغییرات بسیار کوچک هستند.

در حضور گردش لانگمویر، جمله تولید استوکس به جمله های معادله تغییرات زمانی انرژی جنبشی تلاطمی (رابطه ۴) اضافه می شود. تغییرات زمانی نیمرخ این جمله در شکل های ۱۱-ج و ۱۲-ج نشان داده شده است. مطابق این شکل، زمان سپری شده از روز و حضور شارهای گرمایی تأثیر چندانی بر تولید استوکس ندارد.

## ۵. بحث و نتیجه گیری

کانال صوتی سطحی معادل آکوستیکی لایه آمیخته اقیانوسی است و در بسیاری از مطالعات به جای یکدیگر به کار گرفته می شوند. در این مقاله اثرپذیری این کانال از شار گرمایی

شکل های ۱۰-الف، ۱۰-ج، ۱۱-الف و ۱۲-الف، نیمرخ تولید برشی در آزمایش های طراحی شده برای این تحقیق را نشان می دهد. طبق این شکل ها، برش سرعت، تحت تأثیر تنش باد ثابت، بدون تغییر باقی می ماند و الگوی نمایی قابل انتظار خود را نشان می دهد. همچنین مشاهده می شود که شار گرمایی محسوس قادر به ایجاد تغییرات قابل توجهی بر رفتار نیمرخ تولید برشی نیست.

طبق شکل های ۱۰-ب، ۱۰-چ، ۱۰-ب و ۱۲-ب، تغییرات شار شناوری تقریباً مستقل از گردش لانگمویر و شکست موج است؛ حضور یا عدم حضور این دو پدیده تغییر ملموسی بر نیمرخ شار شناوری وارد نمی کند. با وجود این، حضور شار گرمایی محسوس، اندازه شار شناوری را در بیشترین مقدار که مربوط به ساعت ۸ می شود، به  $10^{-8}$  تغییر می دهد و انتظارات در مورد ایجاد روندی معکوس شونده را برآورده می سازد.

در شکل های ۱۰-پ، ۱۰-ح، ۱۱-پ و ۱۲-پ، رفتار روزانه انتقال انرژی جنبشی تلاطمی میانگین با عمق دیده می شود. طبق این شکل ها، حضور شار گرمایی محسوس، قادر به ایجاد تغییر خاصی بر نیمرخ انتقال تلاطمی نیست.

انتقال فشاری انرژی جنبشی تلاطمی در حالت عدم حضور گردش لانگمویر، شکست موج و شارهای گرمایی با عمق، با مقادیر بسیار کمی به صورت نامنظمی حول صفر (با مرتبه  $10^{-7}$ ) نوسان می کند (شکل ۱۰-ت). حضور شار گرمایی محسوس تأثیری بر الگوی تغییرات انتقال فشاری با عمق ندارد (شکل ۱۰-خ). شکست موج باعث افزایش شدید انتقال فشاری انرژی جنبشی تلاطمی در نزدیک سطح دریا (اعماق کمتر از ۵ متر) و ناپدید شدن اثر تغییرات روزانه در حالت های حضور یا عدم حضور شار گرمایی می شود (شکل های ۱۱-ت و ۱۲-ت).

تغییرپذیری دمای سطح آب از شار گرمایی محسوس به میزان در حدود ۵۰ درصد شده است که این امر به دلیل تأثیرپذیری آب‌های عمیق‌تر از شار گرمایی محسوس در حضور واداشت موج بوده است. به این معنا که شار گرمایی محسوس در حضور واداشت موج، به دلیل اثرگذاری بر اعماق بیشتری از آب دریا، سطح آب را به میزان کمتری تحت تأثیر قرار می‌دهد.

برخلاف لایه مرزی جوی، اندازه‌گیری میدانی تلاطم در لایه آمیخته اقیانوسی بسیار مشکل، به ندرت انجام شده است و نیازمند به کارگیری دستگاه‌های بسیار گران‌قیمت و کمیاب (با توانایی اندازه‌گیری نوسانات ریزمقیاس پارامترهای اقیانوسی) است [۳۰]. هرچند فقدان امکان مقایسه نتایج این پژوهش با مشاهدات میدانی احساس می‌شود، با وجود این ارزش مدل‌سازی برای شناخت رفتار تلاطمی در لایه آمیخته اقیانوسی بسیار اهمیت دارد.

### سپاسگزاری

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از گروه مدل‌سازی پالم مؤسسه اقلیم‌شناسی و هواشناسی دانشگاه لیبنیتس هانوفر به ریاست پروفیسور زیگفرد راش برای همکاری در راه‌اندازی مدل تشکر نمایند. همچنین از پروفیسور بیگن نوح از کشور کره جنوبی، دکتر حسین ملکوتی، دکتر اسماعیل حسن‌زاده و داوران محترم نشریه هیدروفیزیک صمیمانه سپاسگزار هستیم.

### مراجع

[1] Etter PC. Underwater acoustic modeling and simulation. CRC press; 2018 Apr 6.

محسوس در حضور یا نبود واداشت باد و موج (گردش لانگمویر و شکست موج) با استفاده از یک مدل عددی مبتنی بر شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ (مدل عددی PALM) مورد مطالعه قرار گرفته است. بنا بر آزمایش‌های انجام‌شده، به دلیل کوچک بودن اندازه شار گرمایی محسوس و تغییرات ناچیز آن در بازه زمانی این پژوهش، حضور این شار، تأثیر معناداری بر رفتار نیم‌رخ‌های جریان میانگین آب، جملات بودجه انرژی جنبشی تلاطمی (به‌ویژه تولید برشی، انتقال تلاطمی و انتقال فشاری) و سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی ندارد. علاوه بر این مشاهده شد که تغییرات دمایی همانند تغییرات شار شناوری، با تغییرات شار گرمایی محسوس بسیار هماهنگ است. همچنین روند افزایش مقادیر مثبت شار گرمایی محسوس با تأخیری در حدود ۳ ساعت با روند کاهش سری زمانی دمای سطح آب، انطباق دارد و برعکس که این تأخیر ناشی از ظرفیت گرمایی بالای آب است. در ضمن این نتیجه به دست آمد که با وجود کوچک بودن شار گرمایی محسوس در این پژوهش، تأثیرپذیری لایه آمیخته اقیانوسی از مقادیر مثبت و منفی این شار مطابق انتظار است. بدین معنا که با تغییر فاز این شار (مثبت یا منفی شدن مقادیر)، تأثیرات ایجادشده در لایه آمیخته نیز معکوس می‌شود. نتایج این تحقیق به روشنی نشان می‌دهد که حضور یا عدم حضور گردش لانگمویر و شکست موج قابل ملاحظه‌ای بر نیم‌رخ شار شناوری ایجاد نمی‌کند. با وجود این، از آنجا که حضور گردش لانگمویر و شکست موج باعث کاهش شدید چینه‌بندی می‌شود، در صورت حضور این دو پدیده، تأثیرپذیری چینه‌بندی از شار گرمایی محسوس بیشتر می‌شود. در ضمن مشاهده شد که حضور گردش لانگمویر و شکست موج باعث کاهش



- [13] Carton JA, Grodsky SA, Liu H. Variability of the oceanic mixed layer, 1960–2004. *Journal of Climate*. 2008 Mar 1;21(5):1029-47.
- [14] Sreenivas P, Patnaik KV, Prasad KV. Monthly variability of mixed layer over Arabian Sea using ARGO data. *Marine Geodesy*. 2008 Feb 29;31(1):17-38.
- [15] Lee CM, Jones BH, Brink KH, Fischer AS. The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2000 Jan 1;47(7-8):1177-226.
- [16] Weller RA, Baumgartner MF, Josey SA, Fischer AS, Kindle JC. Atmospheric forcing in the Arabian Sea during 1994–1995: Observations and comparisons with climatology and models. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 1998 Aug 1;45(10-11):1961-99.
- [17] Weller RA, Fischer AS, Rudnick DL, Eriksen CC, Dickey TD, Marra J, Fox C, Leben R. Moored observations of upper-ocean response to the monsoons in the Arabian Sea during 1994–1995. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002 Jan 1;49(12):2195-230.
- [18] Prasad TG. A comparison of mixed-layer dynamics between the Arabian Sea and Bay of Bengal: One-dimensional model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004 Mar;109(C3).
- [19] de Boyer Montégut C, Mignot J, Lazar A, Cravatte S. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007 Jun;112(C6).
- [20] McCreary JP, Kundu PK. A numerical investigation of sea surface temperature variability in the Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989 Nov 15;94(C11):16097-114.
- [21] ملا اسماعیل پور، محمد مهدی زاده، حسن زاده، خلیل آبادی. تعیین عمق لایه آمیخته و بررسی لایه حصری در خلال مونسون تابستانه و زمستانه در اقیانوس هند شمالی. نشریه علمی- پژوهشی هیدروفیزیک. ۱۳۹۶؛ ۳(۲): ۴۱-۵۵.
- [2] Stewart RH. Introduction to physical oceanography. Robert H. Stewart; 2008.
- [3] Prasad TG. A comparison of mixed-layer dynamics between the Arabian Sea and Bay of Bengal: One-dimensional model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004 Mar;109(C3).
- [4] Noh Y, Min HS, Raasch S. Large eddy simulation of the ocean mixed layer: The effects of wave breaking and Langmuir circulation. *Journal of physical oceanography*. 2004 Apr;34(4):720-35.
- [5] Noh Y, Goh G, Raasch S, Gryschka M. Formation of a diurnal thermocline in the ocean mixed layer simulated by LES. *Journal of Physical oceanography*. 2009 May 1;39(5):1244-57.
- [6] Li S, Li M, Gerbi GP, Song JB. Roles of breaking waves and Langmuir circulation in the surface boundary layer of a coastal ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013 Oct;118(10):5173-87.
- [7] Siegel DA, Domaradzki JA. Large-eddy simulation of decaying stably stratified turbulence. *Journal of physical oceanography*. 1994 Nov;24(11):2353-86.
- [8] Wang D, Large WG, McWilliams JC. Large-eddy simulation of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cycling, eddy viscosity, and horizontal rotation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996 Feb 15;101(C2):3649-62.
- [9] Wang D, McWilliams JC, Large WG. Large-eddy simulation of the diurnal cycle of deep equatorial turbulence. *Journal of Physical Oceanography*. 1998 Jan;28(1):129-48.
- [10] Wang D, Müller P. Effects of equatorial undercurrent shear on upper-ocean mixing and internal waves. *Journal of physical oceanography*. 2002 Mar;32(3):1041-57.
- [11] Rao RR, Molinari RL, Festa JF. Evolution of the climatological near-surface thermal structure of the tropical Indian Ocean: 1. Description of mean monthly mixed layer depth, and sea surface temperature, surface current, and surface meteorological fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989 Aug 15;94(C8):10801-15.
- [12] Rao RR, Sivakumar R. Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003 Jan;108(C1):9-1.

Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of climate*. 2003 Feb 15;16(4):571-91.

- [30] Chamecki M, Chor T, Yang D, Meneveau C. Material transport in the ocean mixed layer: recent developments enabled by large eddy simulations. *Reviews of Geophysics*. 2019 Dec;57(4):1338-71.

### پی نوشت

1. Short wave
2. Net Infrared Radiation
3. Long wave
4. Sensible Heat Flux
5. Large Eddy Simulation
6. Turbulent Kinetic Energy
7. Shear production
8. Buoyancy production
9. Dissipation rate
10. Turbulence transport
11. Pressure transport
12. Stokes production

[۲۲] مهرابی دستنایی ایمان، ملکوتی حسین، حسنزاده اسماعیل، راهبانی مریم. شبیه‌سازی با روش پیچک بزرگ لایه آمیخته شمال دریای عربی متأثر از شکست موج و گردش لانگمویر ناشی از مونسون تابستانی. نشریه علمی-پژوهشی هیدروفیزیک. ۱۳۹۷؛ ۴(۲): ۲۷-۳۶.

[۲۳] مهرابی دستنایی، ایمان، ملکوتی حسین، حسنزاده اسماعیل، راهبانی مریم. مطالعه حساسیت لایه آمیخته اقیانوسی به تبخیر سطحی در حضور واداشت باد و موج با روش شبیه‌سازی پیچک بزرگ روی شمال دریای عربی حین رخداد مونسون تابستانی. فصلنامه دریا فنون. ۱۳۹۸؛ ۶(۲): ۸۳-۹۴.

[24] Maronga B, Gryschka M, Heinze R, Hoffmann F, Kanani-Sühring F, Keck M, Ketelsen K, Letzel MO, Sühring M, Raasch S. The Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM) version 4.0 for atmospheric and oceanic flows: model formulation, recent developments, and future perspectives. *Geoscientific Model Development*. 2015 Aug 13;8(8):2515-51.

[25] Beal LM, Hormann V, Lumpkin R, Foltz GR. The response of the surface circulation of the Arabian Sea to monsoonal forcing. *Journal of Physical Oceanography*. 2013 Sep;43(9):2008-22.

[26] Weller RA, Fischer AS, Rudnick DL, Eriksen CC, Dickey TD, Marra J, Fox C, Leben R. Moored observations of upper-ocean response to the monsoons in the Arabian Sea during 1994–1995. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002 Jan 1;49(12):2195-230.

[27] Moeng CH, Wyngaard JC. Spectral analysis of large-eddy simulations of the convective boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*. 1988 Dec 1;45(23):3573-87.

[28] Li S, Li M, Gerbi GP, Song JB. Roles of breaking waves and Langmuir circulation in the surface boundary layer of a coastal ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013 Oct;118(10):5173-87.

[29] Fairall CW, Bradley EF, Hare JE, Grachev AA, Edson JB. Bulk parameterization of air–sea fluxes: