

شبیه‌سازی عددی جریان‌های فروشیب در محیط چینه‌بندی شده یکنواخت محدود

عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۱، سرمد قادر^{۲*} و معصومه شاهسوار^۳

^۱ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷/۴/۱۲، پذیرش نهایی: ۸۹/۱۱/۱۹)

چکیده

مقاله حاضر تحقیقی روی حرکت جریان‌های فروشیب و انتشار قائم امواج گرانی درونی از چشمه ایستا در محیط چینه‌بندی با اعمال جمله واداشتی به معادله شناوری است. شبیه‌سازی عددی صورت گرفته اثرات حاصل از تولید و انتشار امواج گرانی درونی و اثرات آن در تغییر ساختار قائم شاره روی سطح شیب‌دار در یک محیط چینه‌بندی شده یکنواخت را مورد بررسی قرار می‌دهد. برای شبیه‌سازی از معادلات ناویر-استوکس همراه با تقریب بوسینسک و معادلات پایستگی جرم و شناوری در دو بُعد استفاده می‌شود. برای بیان معادلات از متغیرهای پیش‌یابی تاوایی و پریشیدگی چگالی و متغیر فرایابی تابع جریان استفاده می‌شود. ساختار میدانی این امواج از نظر سرعت و چگالی از راه همانندسازی عددی بررسی شده است. نمونه‌ای از نتایج به‌دست آمده، مقایسه کیفی نتایج مربوط به شبیه‌سازی عددی حاضر و نتیجه آزمایشگاهی موجود برای مؤلفه افقی سرعت شاره در یک نقطه از سطح شیب‌دار و پس از حدود ده دوره تناوب است. مشاهده می‌شود که شبیه‌سازی عددی جریان فروشیب ساختار برشی شاره در راستای قائم را پس از گذشت زمان طولانی مشابه نتایج آزمایشگاهی نشان می‌دهد. نتایج به‌وضوح حضور لایه‌های برشی را که تعداد آنها در حد ۶ تا ۷ لایه است، نشان می‌دهد. تغییرات زمانی ساختار لایه‌ای ستون شاره نیز به‌کندی تغییر می‌کند که در ارتباط با تغییرات مربوط به موج گرانی در نتیجه رفت و برگشت در طول محدوده موردنظر است.

واژه‌های کلیدی: امواج گرانی درونی، شبیه‌سازی عددی، محیط چینه‌بندی شده، سطح شیب‌دار، ساختار برشی، جریان فروشیب

Numerical simulation of downslope flows in a confined stratified region

Aliakbari-Bidokhti, A.¹, Ghader, S.² and Shahsavari, M.³

¹ Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Graduate Student, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 4 July 2008, Accepted: 8 Feb 2011)

Abstract

Geophysical fluids such as atmosphere and ocean often have stable density stratification; hence internal gravity waves are generated and propagated through them which are important in momentum and energy transfer in these media. These waves are also believed to generate layered structures in such media.

Recently there have been numerous theoretical, experimental and numerical studies on the ways that these waves are produced and propagated, including the nature of these internal gravity waves. Density driven flows such as katabatic winds or cold air that flow over the mountain slopes, in stable atmospheric surface layer at night, and the movement of salty dense water over the sloped ocean bottom are examples of mechanisms associated with the generation of internal gravity waves that lead to energy transfer in these stratified regions with various vertical density stratifications.

In the present work, a two dimensional fully nonlinear numerical model is developed for the simulation of a down slope flow in a confined stratified region. The governing equations are written in terms of vorticity and density as prognostic variables, and stream function as a diagnostic variable. A three level leapfrog time stepping method is used to advance the equations in time and a second-order centered finite difference scheme is

applied for the spatial differencing of the governing equations.

Numerical results are presented for the way that non-hydrostatic internal gravity waves are generated and propagated as a result of downslope flow in stratified confined region. In addition, numerical results are compared with some existing experimental observations. The results show that the shear layers in the stratified region is produced by the internal waves propagation.

Typical vertical structures in the flow field and the number of layers in the stratified region are similar to that of experimental work. For example the number of layers due to the modal structure of propagating internal gravity waves is 6-7. The normal modes of such internal gravity waves, propagating vertically in stratified regions produce shear layers that may be responsible for layered structures in geophysical flows in nature.

Key words: Internal gravity waves, Numerical simulation, Stratified region, Down-Slope flow

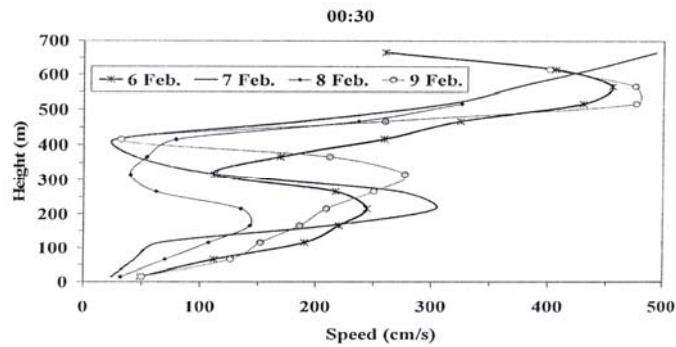
۱ مقدمه

هستند. در کف اقیانوس‌ها حرکت آب‌های شور و سرازیر شدن آنها به مناطق دیگر مثالی دیگر از این گونه پدیده‌ها است.

باد کاتاباتیکی یا بادی که در شب‌های پایدار از کوه به دشت سرازیر می‌شود، حرکت شارهای سرد و چگال به سمت پایین کوه را به همراه دارد. باد پیش‌گفته باعث به هم خوردگی در چینش پایدار محیط می‌شود و در چنین شرایطی، طبق گزارش مونتی و همکاران (۲۰۰۲) و بیدختی و نوروزی (۲۰۰۵) لایه‌های برشی مشخصی در راستای قائم در محیط مشاهده شده است. مونتی و همکاران (۲۰۰۲) آن را به وجود جریان‌های ناشی از چشمه‌های متفاوت که از دره‌های با ارتفاع متفاوت رسیده‌اند، نسبت داده‌اند. درحالی‌که بیدختی و نوروزی (۲۰۰۵) آن را با تشکیل امواج شبه‌ایستا (quasi stationary) حاصل از انتشار قائم امواج گرانی درونی مرتبط دانسته‌اند. شکل ۱ داده‌های سودار ایستگاه ژئوفیزیک از نمایه قائم سرعت افقی باد را در یک شب پایدار نشان می‌دهد. در این شکل لایه‌بندی شدن هوا در ارتفاع نزدیک زمین در شبی که باد کوه‌به‌دشت اندازه‌گیری شده است، مشاهده می‌شود (بیدختی و نوروزی، ۲۰۰۵).

جو و اقیانوس از جمله شارهای ژئوفیزیکی هستند که می‌توانند چینه‌بندی پایدار چگالی داشته باشند. تغییرات قائم دما و شوری در اقیانوس (گیل، ۱۹۸۲) و تغییرات قائم دما در جو، باعث چینش چگالی در این دو محیط می‌شود که شرایط مساعد برای تولید و انتشار امواج گرانی درونی را ایجاد می‌کنند (هلتون، ۲۰۰۴). انتقال و انتشار انرژی با این امواج در جو و اقیانوس نقش مهمی در تعادل انرژی و انتقال تکانه در این گونه محیط‌ها ایفا می‌کند. تاکنون تحقیقات متعددی به منظور شناسایی، چگونگی انتشار، عوامل تولید و رفتار و ماهیت این امواج صورت گرفته است. برای مثال بررسی‌های مشاهداتی (مونتی و همکاران، ۲۰۰۲)، نظری (فرناندو هانت، ۱۹۹۷)، آزمایشگاهی (نوروزی، ۱۳۸۴) و عددی-آزمایشگاهی (دوهان و ساترلند، ۲۰۰۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۱) را عملی ساخته‌اند و نتایج خوبی در راستای شناسایی و اثر این امواج در محیط‌های مورد نظر به دست آورده‌اند.

در جو و اقیانوس مراکز ایجاد تاوایی (vorticity) و چشمه‌های شناوری گوناگونی وجود دارند که می‌توانند عامل تولید امواج گرانی باشند. مثلاً بادها و مراکز تاوایی در سطح اقیانوس، ریزش شار چگال از یک محیط به محیط چینه‌بندی شده یا چشمه‌های متفاوت گرمایی در محیط چینه‌بندی شده در طبیعت از عوامل ایجاد این امواج

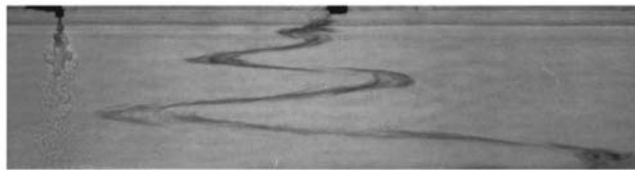


شکل ۱. نمایه قائم سرعت افقی باد در یک جریان فروشیب پایدار (باد کاتاباتیکی) که در ماه فوریه ۲۰۰۳ با استفاده از دستگاه سودار در ایستگاه ژئوفیزیک تهران به‌دست آمده‌است. در این تصویر تشکیل ۴ لایه برشی تا ارتفاع ۷۰۰ متری لایه مرزی مشاهده می‌شود.

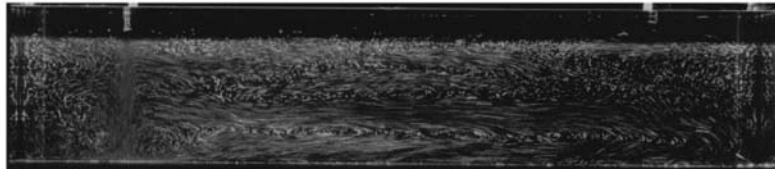
خروجی از دریا‌های بسته مثل خلیج فارس را به این مدهای کژ فشار و امواج گرانی درونی نسبت داده است. در این تحقیق با حل عددی معادلات حاکم بر حرکت شاره روی سطح شیب‌دار با واداشت یک چشمه شناوری منفی در محیط چینه‌بندی شده سعی شده است که تشکیل امواج درونی و لایه‌های برشی ناشی از آن در محیط، مطابق آنچه که بیدختی و نوروزی (۲۰۰۵) در آزمایشگاه روی سطح شیب‌دار مشاهده کرده‌اند، مورد بررسی قرار گیرد. نتایج حاصل از حل عددی معادلات با نتایج آزمایشگاهی و مشاهداتی حاصل از اندازه‌گیری بادهای شمالی تهران در ایستگاه ژئوفیزیک مقایسه می‌شود.

وانگ و همکاران (۲۰۰۱) نیز در آزمایشگاه، تشکیل این لایه‌های برشی را حاصل وارد شدن پلوم شناوری در محیط چینه‌بندی مشاهده کرده‌اند. شکل ۲- (a) وضعیت حرکت ایجاد شده در درون شاره را بعد از رسیدن به حالت مانا با وارد کردن محلول چگال در محیط شبیه‌سازی شده آزمایشگاهی نشان می‌دهد و شکل ۲- (b) عکسی از وضعیت درون شاره را درحالی که محلول غلیظ از انتهای سمت چپ ناحیه وارد محیط می‌شود، نشان می‌دهد. آنها وجود این لایه‌ها را مربوط به مدهای کژ فشار امواج گرانی درونی ناشی از جریان خروجی (out flow) پلوم وارده به محیط چینه‌بندی شده می‌دانند. بیدختی (۲۰۰۵) نیز ایجاد ساختارهای لایه‌ای جریان

(a)



(b)



شکل ۲. وانگ و همکاران در ۲۰۰۱ در محیط آزمایشگاهی، با وارد کردن محلول آب‌نمک در محیط چینه‌بندی شده توانستند تغییرات لایه‌بندی محیط و تشکیل لایه‌های برشی محدودی را درون نشان دهند. تصویر (a) پس از ریختن ماده رنگی و رسیدن به حالت مانا به‌دست آمده است که تعداد ۷-۶ لایه تشکیل شده در آن مشاهده می‌شود. تصویر (b) عکسی است که طوری از درون شاره گرفته شده است تا بتواند حرکت درونی شاره را نشان دهد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۱).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + J(\psi, \rho) + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{d\bar{\rho}}{dz} = \kappa \nabla^2 \rho + F_\rho, \quad (5)$$

$$\nabla^2 \psi = -\xi. \quad (6)$$

قدرت چینه‌بندی محیط با مربع بسامد شناوری از رابطه

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{d\bar{\rho}}{dz}$$

قائم چگالی متوسط محیط در معادله (۵) از رابطه

$$\frac{d\bar{\rho}}{dz} = -\frac{\rho_0}{g} N^2$$

چگالی کل شاره در هر نقطه از محیط دو بُعدی، از دو

جمله به صورت مجموع یک مقدار پایه فقط تابعی از z و

مقدار پرتیشدگی تابعی از x ، z و t بیان می‌شوند

(گیل، ۱۹۸۲):

$$P_{total} = \bar{P}(z) + P(x, z, t), \quad (7)$$

$$\rho_{total} = \bar{\rho}(z) + \rho(x, z, t), \quad (8)$$

$$\frac{d\bar{\rho}}{dz} = -\bar{\rho}g. \quad (9)$$

به جزئیات مربوط به نحوه گسسته‌سازی معادلات حاکم بر

محیط و معرفی شبکه حل عددی، شرایط اولیه و شرایط

مرزی مورد استفاده در بخش بعدی پرداخته می‌شود.

۳ گسسته‌سازی معادلات و حل عددی موردی

برای گسسته‌سازی مکانی معادلات در دو راستای x و

z از روش تفاضل متناهی مرکزی مرتبه دوم استفاده شده

است. گسسته‌سازی زمانی معادلات نیز با استفاده از روش

سه‌ترازی لپ‌فراگ پیشرو صورت می‌گیرد (دوران،

۱۹۹۹). تجربیات عددی به دست آمده نشان داده است که

هنگام استفاده از روش لپ‌فراگ برای جلوگیری از

ناپایداری حل عددی نیاز است تا از پالایه زمانی روبرت-

آسلین (روبرت، ۱۹۶۶؛ آسلین، ۱۹۷۲) استفاده شود.

بدین ترتیب معادله تاوایی و چگالی گسسته می‌شوند و در

هر گام زمانی پالایه فوق به کار برده می‌شود. برای حل

معادله بیضوی $\xi = -\nabla^2 \psi$ از روش تکراری گاوس-

سایدل (چانگ، ۲۰۰۲) استفاده شده است.

۲ معادلات حاکم

در این شبیه‌سازی از معادلات پایستگی جرم، تاوایی بر

اساس معادله ناویر-استوکس با تقریب بوسینسک و

شناوری در دو بُعد استفاده شده است. این معادلات

به صورت زیر بیان می‌شوند (گیل، ۱۹۸۲):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{D\xi}{Dt} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \nu \nabla^2 \xi, \quad (2)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + w \frac{d\bar{\rho}}{dz} = \kappa \nabla^2 \rho + F_\rho. \quad (3)$$

که در اینجا u مؤلفه افقی سرعت، w مؤلفه قائم

سرعت، ξ مؤلفه تاوایی در راستای y ، ρ پرتیشدگی

چگالی و $\bar{\rho}$ چگالی متوسط محیط هستند. تاوایی

موردنظر در راستای y ، به صورت $\xi = \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\right)$

تعریف می‌شود. زیرنویس‌ها نمایانگر مشتق جزئی و

$D/Dt = \partial/\partial t + U \cdot \nabla$ تعریف می‌شود. مؤلفه افقی

سرعت u و مؤلفه قائم سرعت w با رابطه

$(u, w) = (-\psi_z, \psi_x)$ به متغیر فرایابی تابع جریان

وابسته‌اند. در این معادلات ρ_0 چگالی تراز مرجع، ν

و شکسانی جنبشی و κ ضریب پخش مولکولی جرم

تعریف شده است.

جمله F_ρ به صورت جمله واداشت به میدان

پرتیشدگی چگالی اعمال شده است، این معادله با وجود

جمله فرارفت پرتیشدگی چگالی یک معادله پیوستگی

نیست بلکه معادله‌ای ترمودینامیکی است که تغییرات

پرتیشدگی چگالی به وجود آمده را در زمان نشان می‌دهد

(پدلاسکی، ۱۹۸۹). معادلات بالا برحسب متغیرهای

پیش‌یابی ξ و ρ در مختصات دکارتی به صورت زیر

بازنویسی می‌شوند:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + J(\psi, \xi) = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \nu \nabla^2 \xi, \quad (4)$$

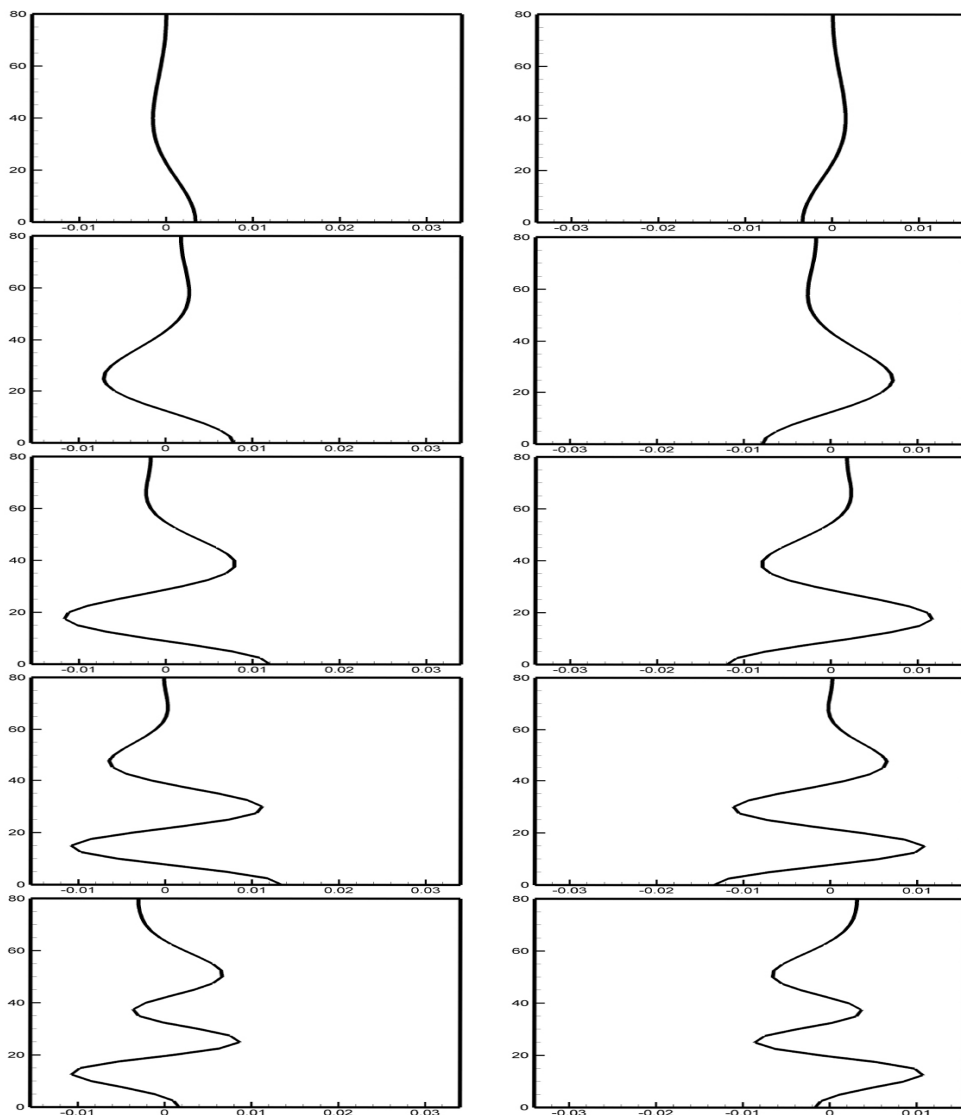
پس از کسب اطمینان از روند حل عددی معادلات حاکم، این بار مدل برای شبه‌سازی شارش فروشیب در محیطی با چینه‌بندی یکنواخت و با اعمال جمله واداشت شناوری به معادله پریشیدگی چگالی در یک ناحیه ذوزنقه‌ای محدود با کف شیب‌دار (شکل ۴) مورد بررسی قرار می‌گیرد. شرایط مرزی مورد استفاده در این مدل در افق، مرزها به صورت صلب (بدون نفوذ) و در راستای قائم یعنی مرز بالا و پایین، لغزش آزاد در نظر گرفته می‌شود. شرایط اولیه مسئله برای متغیرهای پریشیدگی با توجه به نبود حرکت در زمان شروع، صفر در نظر گرفته می‌شود. جمله واداشت شناوری منفی با مقدار شار شناوری ثابت $F_p = 8 \times 10^{-3} \text{ gr/cm}^3 \text{ s}$ به میدان پریشیدگی چگالی در قسمت کوچکی در بالای سطح شیب‌دار در همه زمان‌ها اضافه می‌شود. بسامد شناوری با توجه به متوسط چینه‌بندی مدل آزمایشگاهی بیدختی و نوری (۲۰۰۵) برابر $N = 0.5 \text{ s}^{-1}$ در نظر گرفته می‌شود.

انتگرال‌گیری از معادلات برای یک دوره زمانی چهار برابر دوره تناوب $T_{\text{buoyancy}} = 2\pi / N$ صورت می‌پذیرد. برای حل عددی معادلات از شبکه با تفکیک‌های 65×897 در دو راستای x و z (در حوزه‌ای به اندازه 350 سانتی‌متر در راستای x و 25 سانتی‌متر در راستای z) با فواصل شبکه‌ای برابر استفاده می‌شود. مرز پایینی به منظور اعمال شیب، به صورت پلکانی تغییر می‌کند که در این ناحیه مفروض، شیب 3.81° در نظر گرفته شده است. مرزهای ناحیه حل عددی در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به شرط پایداری عددی، برای این تفکیک شبکه‌ای از گام زمانی $\Delta t = 0.0008 \text{ s}$ استفاده شده است. همچنین از وشکسانی جنبشی آب با مقدار $\text{Pr} = \nu / \kappa = 1$ و عدد پرنتل $\nu = 0.01 \text{ cm}^2$ استفاده شده است.

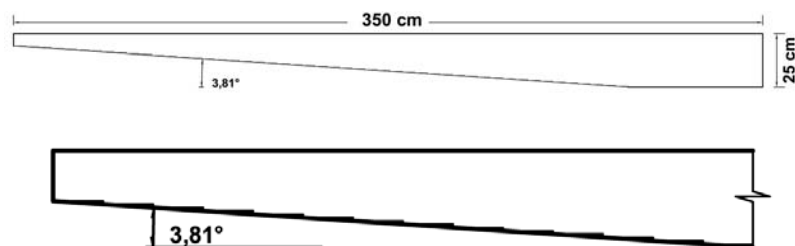
برای کسب اطمینان از عملکرد مدل، ابتدا آن را برای دو مورد مشخص از کار دیگران اجرا کردیم. در مرحله اول شرایط مشابه تحقیق دوهان و ساترلند (۲۰۰۵) به مدل اعمال شد. آنها در شبه‌سازی خود جمله واداشت تاوایی را با دو چشمه مثبت و منفی به معادله تاوایی در یک ناحیه مستطیل شکل با مرز افقی پریودیک اضافه کرده بودند و تشکیل مراکز مثبت و منفی پریشیدگی چگالی در محیط چینه‌بندی شده را که ساختار نسبتاً ثابتی هم داشت به دست آوردند. سپس نتایج شبه‌سازی عددی موردنظر را با نتایج آزمایشگاهی شرایط مشابه مقایسه و تطابق خوبی در روند تشکیل ساختار حرکت شار مشاهده کردند. مدل حاضر نیز با شرایط مشابه اجرا شد و میدان‌های مشابهی برای تاوایی و پریشیدگی چگالی به دست آمد (بیدختی و همکاران، ۱۳۸۶ ب).

در مرحله دوم برای کسب اعتماد نسبت به عملکرد مدل با واداشت شناوری، دو جمله واداشت منفی شناوری در یک ناحیه مستطیل شکل محدود با چینه‌بندی چگالی اولیه و در دو انتهای کف ناحیه با مرزهای پریودیک به مدل اعمال شد (بیدختی و همکاران، ۱۳۸۶ الف). نتایج عددی به دست آمده از مدل تشکیل لایه‌های برشی مشخص را در محیط نشان می‌دهد که با نتایج کار آزمایشگاهی گریفیت و بیدختی (۲۰۰۸) مطابقت دارد. این مدل روند تشکیل این لایه‌ها را به خوبی و مطابق با نتایج آزمایشگاهی نشان داده است. شکل ۳ روند تشکیل این لایه‌ها را بعد از دو دوره تناوب شناوری محیط نشان می‌دهد. با توجه به اطمینان از صحت عملکرد مدل برای دو حل عددی موردی ذکر شده، در قسمت بعد مدل برای اجرای حرکت جریان فروشیب در محیط چینه‌بندی شده چگالی مورد استفاده قرار گرفت.

۴ نتایج حل عددی معادلات واداشته شناوری با مرز شیب‌دار



شکل ۳. روند لایه‌بندی درون شاره با واداشت شناوری مساوی منفی و متقارن در ناحیه‌ای مستطیل شکل با مرزهای پریودیک، چشمه‌های شناوری در دو طرف ناحیه و نزدیک کف قرار دارند. این تصویر نمایه قائم سرعت افقی را در دو نقطه متقارن از مرکز ناحیه نشان می‌دهد که در این دو منطقه چینه‌بندی یکسان و آینه‌ای مشاهده می‌شود توضیحات بیشتر در کار بیدختی و همکاران (۱۳۸۶ الف) آمده است.

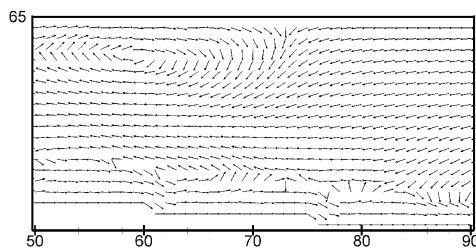


شکل ۴. ناحیه حل عددی موردنظر با شیب 3.81 درجه نسبت به افق برای شبیه‌سازی حرکت جریان فروشیب در شاره چینه‌بندی شده یکنواخت محدود.

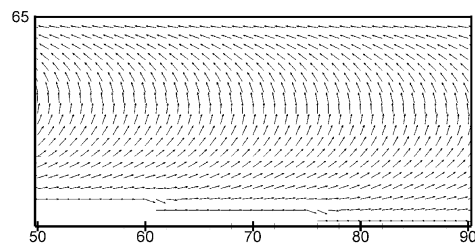
شکل حرکت جریان فروشیب به سمت پایین سطح شیب‌دار مشاهده می‌شود. میدان تاوایی در حقیقت برش قائم سرعت افقی را نشان می‌دهد که می‌توان آن را در حکم معرف لایه‌های برشی مربوط به امواج درونی ایجاد شده به کار برد.

برای مقایسه نتایج این مدل عددی با نتایج مدل آزمایشگاهی نوری (۱۳۸۴) بار دیگر مدل با شیب کف در حدود مدل آزمایشگاهی و برابر ۱۴ درجه در شبکه‌ای با 33×449 نقطه اجرا شده است. ابعاد مدل آزمایشگاهی در دو بُعد x و z با حداکثر طول ناحیه 350 cm و ارتفاع حداکثر 25 cm انتخاب شده است. اجرای مدل برای شبیه‌سازی ناحیه موردنظر مستلزم هفته‌ها زمان برای اجرا بود که این محدودیت باعث شد مدل نتواند برای زمان خیلی طولانی در حال اجرا باشد ولی اجرای آن تا ده برابر دوره تناوب شناوری ما را به نتایج مشابه، با شرایط مرزی یکسان نتایج آزمایشگاهی رسانید. هرچند همان‌طور که ذکر شد این محدودیت نتوانست مدل را به حالت مانایی که در مدل آزمایشگاهی داشتیم، برساند.

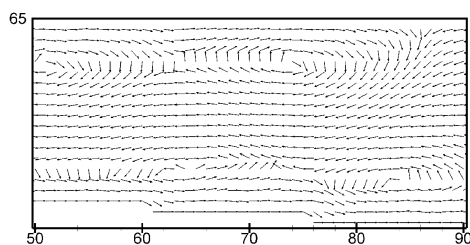
برای بررسی نتایج مدل، میدان سرعت شاره در منطقه‌ای روی سطح شیب‌دار که در شکل ۵ نشان داده شده است تحلیل می‌شود. در این شکل که محورها بر اساس نقاط شبکه رسم شده‌اند، مراحل تشکیل لایه‌های برشی درون شاره در بازه‌های زمانی یکسان مشاهده می‌شود. در تصویر (الف) حرکت شاره بعد از ۸ ثانیه و تصویر (ب) میدان سرعت را بعد از ۲۸ ثانیه با تشکیل دو لایه برشی نشان می‌دهد. تصویر (ج) شروع لایه‌بندی سوم بعد از ۴۸ ثانیه و تصویر (د) تشکیل سه لایه برشی را بعد از ۶۸ ثانیه از شروع واداشت در منطقه نشان می‌دهد. برای بررسی بیشتر و نمایی از کل ناحیه، میدان سرعت شاره در شکل ۶ نشان داده شده است که تحول زمانی میدان سرعت را در بازه زمانی یکسان در محیط نشان می‌دهد. شکل ۷ مؤلفه افقی سرعت را در محیط نشان می‌دهد که در آن خطوط مثبت، سرعت روبه پایین سطح و خطوط منفی سرعت رو به بالای سطح شیب‌دار را مشخص می‌کند. شکل ۸ میدان تاوایی را در همان بازه‌های زمانی برای میدان سرعت، یعنی چهار برابر دوره تناوب شناوری نشان می‌دهد. در این



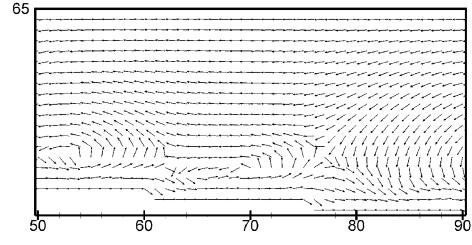
(ج)



(الف)

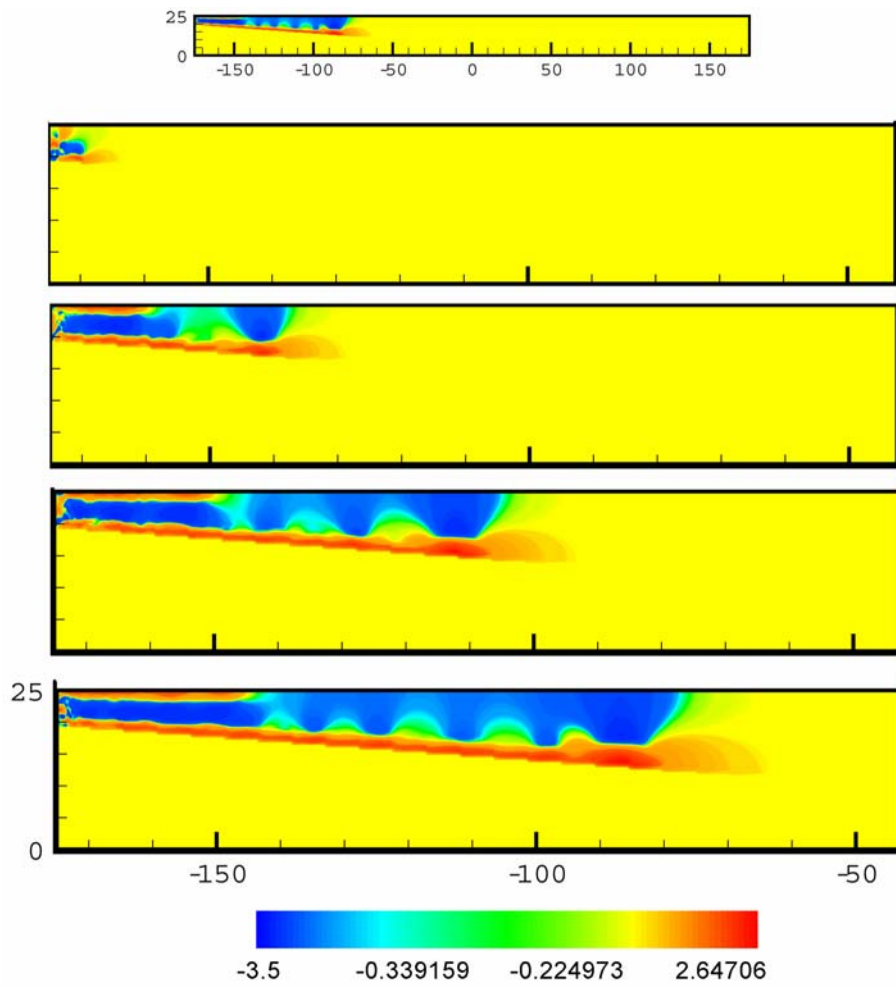


(د)

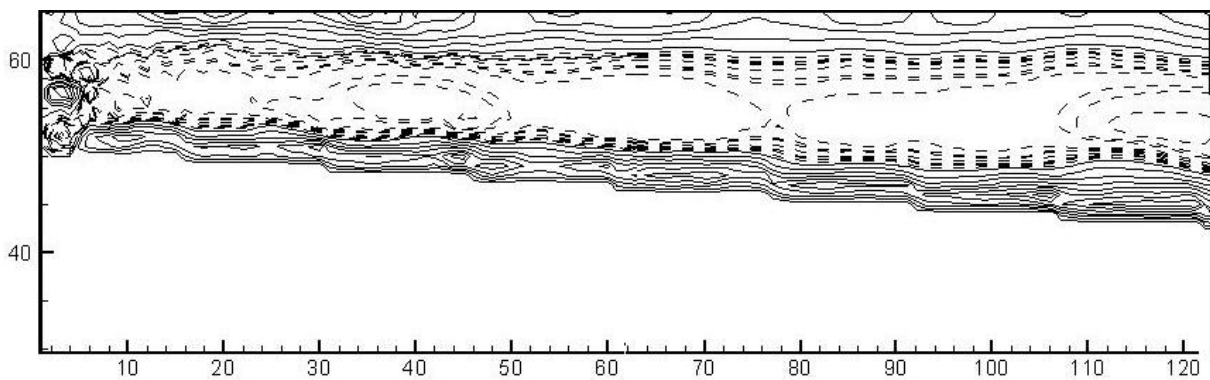


(ب)

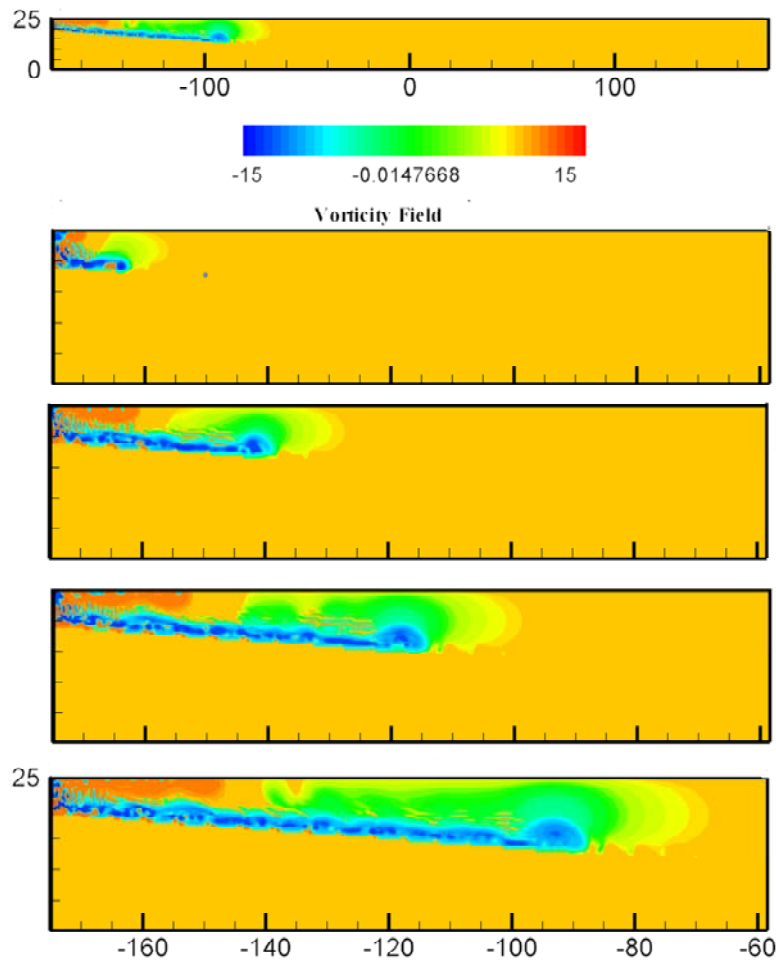
شکل ۵. تحول میدان سرعت شاره محاسبه شده از حل عددی در قسمتی از ناحیه دوزنقه‌ای شکل در زمان‌های (الف) $t = 8$ s، (ب) $t = 28$ s، (ج) $t = 48$ s و (د) $t = 68$ s. محورهای افقی و قائم برحسب نقاط شبکه هستند در این شکل روند تغییرات سرعت شاره تا تشکیل لایه‌های برشی نشان داده شده است.



شکل ۶. میدان مؤلفه افقی سرعت شماره در زمان چهار برابر دوره تناوب شناوری حاصل از حل عددی و همچنین تحول زمانی آن برای منطقه بالای سطح شیب‌دار نشان داده شده است، مقادیر سرعت برحسب سانتی‌متر بر ثانیه است. محور قائم ارتفاع و محور افقی قسمتی از بازه مکانی بین $-175 \leq x \leq 175$ را نشان می‌دهد.



شکل ۷. در این شکل میدان سرعت افقی درون شماره حاصل از حل عددی رسم شده است. محورهای افقی و قائم برحسب نقاط شبکه هستند که برای بالای سطح شیب‌دار رسم شده است. خطوط پیوسته نقاط با سرعت مثبت و خطوط خط‌چین نقاط با سرعت منفی را نشان می‌دهد. در این شکل، مرز لایه‌های برشی تشکیل شده در درون شماره مشاهده می‌شود.

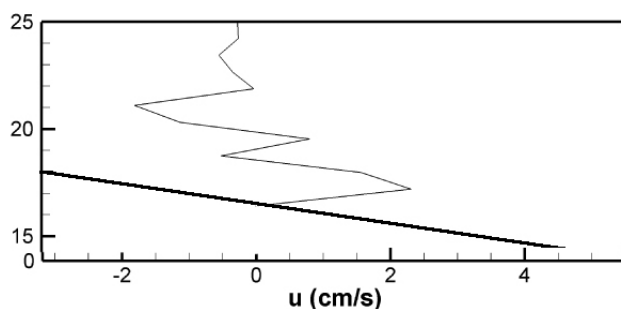


شکل ۸. تحول میدان تاوایی بعد از زمان چهار برابر دوره تناوب شناوری حاصل از حل عددی و حرکت جریان فروشیب روی سطح شیب‌دار نشان داده شده است. حرکت مرکز تاوایی منفی به سمت پایین شیب و تشکیل مرکز تاوایی مثبت در حرکت به سمت پایین مشاهده می‌شود.

برداری شده است که تقریباً رسیدن به حالت مانا در محیط آزمایشگاهی است و جابه‌جایی خط قائم رنگی اولیه در محیط و گسترش آن بعد از زمان طولانی را نشان می‌دهد.

مقایسه دو تصویر روشن می‌سازد که نتایج مدل عددی در حداکثر تعداد لایه‌بندی محیط با نتایج مدل آزمایشگاهی تطابق خوبی را نشان می‌دهد و بعد از گذشت زمان چند برابر زمان تناوب شناوری افزایشی در تعداد لایه‌های برشی تشکیل شده در محیط مشاهده نمی‌شود؛ باین حال تغییراتی در لایه‌بندی و سرعت شاره مشهود بود (شاهسواری، ۱۳۸۶).

قسمت بالای شکل ۹ نمایه قائم سرعت افقی شاره در نقطه‌ای بالای سطح شیب‌دار است این تصویر بعد از گذشت $52/4$ s از شروع اعمال واداشت شناوری منفی و انتگرال‌گیری و حدود چهار دوره تناوب شناوری است. مؤلفه افقی سرعت از مرتبه چند سانتی‌متر بر ثانیه است. این برنامه تا $127/2$ s یا بیش از ده برابر دوره تناوب شناوری اجرا شده است. این نتیجه با عکسی که از شبیه‌سازی آزمایشگاهی به دست آمده، مقایسه شده است. قسمت پایین شکل ۹ بعد از 30 دقیقه از شروع رها شدن پلوم شناوری در محیط و دقایقی پس از وارد کردن ماده رنگی پرمگنات پتاسیم تصویر



شکل ۹. تصویر بالایی حداکثر لایه‌بندی تشکیل شده در نمایه قائم سرعت شاره در یک راستای قائم حاصل از مدل عددی با شیب ۱۴ درجه، بعد از زمان در حدود ده برابر دوره تناوب شناوری و در تصویر پایینی تشکیل لایه‌های برشی در مدل آزمایشگاهی بیدختی و نوروزی (۲۰۰۵) با شیب ۱۵ درجه بعد از رسیدن به حالت نیمه‌مانا نشان داده شده‌است.

۵ بحث و نتیجه‌گیری

در نتایج عددی به‌دست آمده، تشکیل لایه‌های برشی درون شاره به‌طوری که سرعت شاره در مرز تشکیل این لایه‌ها تغییر جهت می‌دهد، به‌وضوح مشاهده می‌شود. در شکل ۹ که بعد از زمان چندین برابر دوره‌تناوب شناوری است، حداکثر تعداد لایه‌های تشکیل شده ۶ تا ۷ لایه است که این مشابه کار وانگ و همکاران (۲۰۰۱) است. در نتایج وانگ و همکاران (۲۰۰۱) در حرکت شاره، با کاهش عمق از دامنه تغییر سرعت افقی شاره در راستای قائم کاسته می‌شود درحالی که روی سطح شیب‌دار دامنه سرعت شاره با کاهش عمق، کاهش کمتری نشان می‌دهد. برای بررسی علت آن می‌توان گفت که در ناحیه ذوزنقه‌ای مورد بررسی، عمق شاره در فاصله بین سطح شاره تا کف ناحیه برای جریان‌هایی که به سمت بالای سطح در حرکت هستند رو به کاهش است و این باعث افزایش سرعت شاره در حرکت بالارو می‌شود. این افزایش بخشی از کاهش سرعت ناشی از وشکسانی را

در این بخش به تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از شبیه‌سازی معادلات حاکم در شبکه عددی مورد بررسی پرداخته می‌شود. مدل موردنظر با حل عددی معادلات حاکم با واداشتهای شناوری منفی توانسته است جواب‌های قابل قبولی از میدان متغیرها به‌دست دهد به‌طوری که با نتایج عددی و آزمایشگاهی محققان قبلی از ساختار درونی شاره، مطابقت کیفی خوبی دارد.

از نظر اعداد بی‌بعد در این تحقیق دو عدد بی‌بعد رینولدز و فروید به‌ترتیب از مرتبه ۱۰۰ و ۱ به دست آمده است. عدد رینولدز در مرتبه به دست آمده (کمتر از ۱۰۰۰) نشان می‌دهد که حرکت شاره در محیط، تحت تاثیر وشکسانی است و میدان سرعت به‌دست آمده آن را تایید می‌کند. عدد فروید در مواردی از مرتبه یک است که فعالیت امواج حاصل از جریان شناوری است، یعنی اثرات شناوری و لختی در حد یکدیگر هستند (گیل، ۱۹۸۲).

برشی در شاره شده است (شاهسواری، ۱۳۸۶). در راستای شناخت بهتر جریان‌های مشابه که در طبیعت یافت می‌شوند و معمولاً با توجه به هندسه جریان سه‌بعدی‌اند، لازم است این همانندسازی به‌طور سه‌بعدی با هندسه‌های مشابه نوع طبیعی‌شان (مثلاً جریان درون یک دره با چینه‌بندی چگالی و تغییرات سطح مقطع) انجام پذیرد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از دانشگاه تهران به‌واسطه حمایت از این کار تحقیقاتی تشکر می‌کنند.

منابع

شاهسواری، م.، ۱۳۸۶، حل عددی یک شارش واداشته شناوری در محیطی با چینه‌بندی چگالی روی سطح شیب‌دار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

علی‌اکبری بیدختی، ع.، قادر، س.، و شاهسواری، م.، ۱۳۸۶ الف، شبه‌سازی عددی تولید امواج گرانی درونی با واداشت شناوری در محیط چینه‌بندی‌شده یکنواخت محدود، کنفرانس سالانه فیزیک ایران، یاسوج، ۸-۵ شهریور.

علی‌اکبری بیدختی، ع.، قادر، س.، و شاهسواری، م.، ۱۳۸۶ ب، شبه‌سازی عددی تولید امواج گرانی درونی با واداشت تاوایی در محیط چینه‌بندی‌شده یکنواخت محدود، مجله رشد آموزش فیزیک، جلد ۲۳ شماره ۲، ۵۷-۶۰.

نوروزی، م.، ۱۳۸۴، مطالعه ساختار قائم یک جریان در محیطی با چینه‌بندی چگالی روی سطح شیب‌دار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Asselin, R., 1972, Frequency filter for time integration, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487-490.
Bidokhti, A. A., 2005, Shear-induced splitting of a plume outflow in a stratified enclosed basin,

جبران می‌کند و مانع کاهش سریع سرعت در لایه‌های بالایی می‌شود.

علاوه بر تطابق نتایج این بررسی عددی با نتایج شبه‌سازی حرکت جریان فروشیب در محیط آزمایشگاهی، نتایج حاصل با مشاهدات نمایه قائم سرعت باد در یک شب پایدار همراه با وجود جریان کوه به دشت نیز تطابق کیفی خوبی را در تشکیل لایه‌های برشی نشان می‌دهد. هرچند که حل عددی موردنظر در یک ناحیه بسته صورت گرفته است و اندازه‌گیری سرعت باد در یک منطقه باز با وجود جریان فرو شیب است ولی بازهم ساختار لایه‌بندی مشابهی در هر دو مشاهده می‌شود. با توجه به میدان‌های به‌دست آمده ممکن است که امواج گرانی تولید شده در محیط و انتشار آن در راستای قائم، باعث ایجاد مدهای بهنجار کژفشار شده که باعث لایه‌بندی محیط شده باشد. با شروع واداشت شناوری منفی امواج گرانی درونی ایجاد می‌شود، به‌طوری‌که انرژی در آنها به طرف بالا (جهت سرعت گروه) منتشر می‌شود. این در حالی است که سرعت فاز امواج عمدتاً به سمت پایین است (گریفیت و بیدختی، ۲۰۰۸).

مشاهدات، محاسبات عددی و مقایسه‌ها، همگی نشان از تشکیل لایه‌های برشی مشخصی ناشی از انتشار این امواج در محیط شاره موردنظر دارند. بنابراین در شاره‌ای که دارای چینه‌بندی پایدار چگالی باشد، با اعمال چشمه شناوری، همچون سرازیر شدن جریان سرد کوه به دشت از کوه‌های شمال تهران در ایستگاه ژئوفیزیک یا وارد کردن محلول چگال در محیط بسته آزمایشگاهی و یا اعمال واداشت شناوری به معادله شناوری در مدل عددی در ناحیه محدود، امواج گرانی درونی تولید می‌شود که انتشار آنها باعث ایجاد لایه‌های برشی در نمایه قائم سرعت شاره در این شرایط می‌شود. در این شرایط گویا شاره مانند یک فنر در حال نوسان است و انتشار قائم این امواج گرانی درونی باعث تشکیل لایه‌های گوناگون

- Indian Journal of Marine Sciences, **34**(2), 192-211.
- Bidokhti, A. A. and Noroozi, M., 2005, A physical model for the layered structure of a density driven flow over a slope, Tenth Asian Congress of Fluid Mechanics.
- Chung, T. J., 2002, Computational Fluid dynamics, Cambridge University Press, pp. 1012.
- Dohan, K., Sutherland, B. R., 2005, Numerical and laboratory generation of internal wave from turbulence dynamics of atmospheres and oceans, **40**, 43-56.
- Durrant, D. R., 1999, Numerical methods for wave equations in geophysical fluid dynamics, Springer, pp. 465.
- Fernando, H. J. S. and Hunt, J. C. R., 1997, Turbulence, wave and mixing at shear-free density interfaces. Part 1: A theoretical model, J. Fluid Mech., **347**, 197-234.
- Gill, A., 1982, Atmosphere-ocean dynamics, Academic Press, pp. 662.
- Griffith, R. and Bidokhti, A. A., 2008, Interleaving intrusions produced by internal waves: A laboratory experiment, J. Fluid Mech., **602**, 219-239.
- Holton, J. R., 2004, An Introduction to dynamics meteorology, Academic Press. pp. 535.
- Monti, P., Fernando, H. J. S., Princevac, M., Chan, W. C., Kowalewski, T. A., and Pardyjak, E. R., 2002, Observations of flow and turbulence in the nocturnal boundary layer over a slope, J. Atmos. Sci., **59**(17), 2513-2534.
- Pedlosky, J., 1987, Geophysical fluid dynamics, 2nd ed., Springer, 710 pp.
- Robert, A., 1966, The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations, J. Meteor. Soc. Japan, **44**, 237-245.
- Wong, A. B. D., Griffiths, R. W. and Hughes, G. O., 2001, Shear layer driven by turbulent plumes, J. Fluid Mech., **434**, 209-241.