۴۸۲۵

دانشگاه تهران

دانشکده علوم

۹۸۱۱۱۴۶۰

پایان نامه

برای دریافت درجه فوق لیسانس ریاضی (هواشناسی)

موضوع :

انتقال انرژی نصف النهاری ماه نوامبر سال ۱۹۶۴ بـــرای تهران

براهنمائی :

استاد محترم جناب آقای گوردن مستشار سازمان هواشناسی جهانی

نگارش :

احمـــد ـ نوحـــی

مرکز مدارک علمی
بانک اطلاعاتی
۱۳۴۷

سال تحصیلی ۴۸ ـ ۱۳۴۷

۳۸۲۵

تقـــــدیم بـــــه :

استادان وهیأت محترم داوران

۳۸۲۵

(فهرست مطالب)

موضوع	صفحه
مقدمه	۱ـ۳
۱ـ تربولانس	٤ـ٥
۲ـ انتقال تربولانس چندی حرکت وتغییرات عمودی باد در لایه اصطکاک دار	٥ـ۱۱
۳ـ استقرار سیرکولاسیون متوسط مداری وملاحظاتی ازکشتاور جنبشی مطلق	۱۱ـ۱۹
٤ـ توضیح محاسبات انجام شده در مورد ایستگاه تهران	۲۰ـ۲۲
٥ـ جدوال مربوط به ماه نوامبر سال ۱۹٦٤ برای تهران	۲۳ـ٤۳
٦ـ منحنی های ترسیم شده ماه نوامبر ۱۹٦٤ برای تهران	
۷ ـ منابع و مآخذ	

مقدمه

درجوهمیشه نیروهای اصطکاك وجود دارند واین نیروهابه تعدادی عوامل بستگی دارند هرسطح صافی راکه درنظرگیریم بازمیتوان گفت که زمانیکه ابعاد ملکولی درنظرگرفته شود آن سطح دارای ناصافی وناهمواریهائی است.

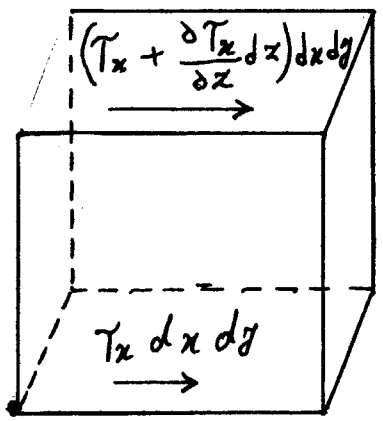
چنین ناهمواریهابرای جریان متوسط تولید اشکال مینماید بطوریکه بعضی ازملکولها دراثراین ناهمواریها مقدارزیادی ازسرعت اولیه خود رااز دست میدهند مقدارکاهش سرعت بستگی به میزان ناهمواری سطح حرکت دارد . درمقیاس میکرسکوپی کشش یا استرسهای شیری ملکولی توسط چسبناکی جریان تعیین میشوند درواقع اصطکاك جریان هوا درمجاورسطح زمین همان چسبناکی ادی است. کشش اصطکاکی یك جریان کند تر نسبت بجریان تند تری که روی آن حرکت میکند بصورت تبادل چندی حرکت بیان میشود که توسط حرکت متوسط ادی بدست میآید میدانیم اگربسته هوائی ازجریان کند تربداخل جریان هوای تند ترپائین خود نفوذکند سرعت آن افزایش میابد وایـن افزایش سرعت دراثرجریان تند ترپوجود میآید ولی این افزایش سرعت باعث کند شدن سرعت جریان تند ترمیشود کشش اصطکاکی یا استرس شیری بین دولایه بضخامت dz

که یکی دارای سرعت v و دیگری دارای سرعت $dv + v$ است متناسب باشیرعمودی $\frac{\partial v}{\partial z}$ میباشدونمینوع جریان ودرجه حرارت ان بستگی دارد این ضریب تناسب معروف به ضریب چسبناکی ادی میباشد وبه μ نمایش داده میشود حال اگراسترس شیری ادی رابرای واحد جرم به نوع نمایش دهیم داریم.

$$\tau_x = \mu \frac{\partial v}{\partial z} \quad , \quad \tau_y = \mu \frac{\partial V}{\partial z}$$

رابطه (۱)

ازتغییرات استرس شیری نسبت به ارتفاع نیروی اصطکاک موثربدست میآید برای محاسبه کافی است یک مکعب مستطیل درنظرگیریم ونیروی استرس را برای سطوح آن بنویسیم.



نیروی استرس شیری

برای سطح پائین نیروی استرس $\tau_x\, dx\, dy$

وبرای سطح فوقانی این نیرو برابر $\left(\tau_x + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} dz\right) dx\, dy$

وباتغییرنیروی استرس برابر $\frac{\partial \tau_x}{\partial z} dV$

وبرای واحد جرم برابر رابطه (۲) $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$

وبطورمشابه برای محور y هابصورت $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$ حال اگررابطه های (۱) و (۲)

رابا هم ترکیب کنیم داریم رابطه (۳)

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$$

طرف راست این رابطه نیروی خارجی رانشان میدهد •

این نیروی اصطکاك بخصوص در لایه اصطکاك دارماریچی که از ۱۰۰ متری الی ۶۰۰ متری سطح زمین واقع است خیلی اهمیت دارد ولی پائین تراز ۱۰۰ مترمقدار استرس ادی دارای درجه ای بزرگتراز گرادیان فشار است برای بحث بیشترماهیت جریان باد درمجاورسطح زمین خواننده محترم باید به کتاب

Sutton.s Micrometeorology

مراجعه نمایـــــد •

ترپولانس

۱ــ خطوط جریان وترپولانس : خطوط جریان وترپولانس دونوع اصلی حرکت در اتمسفرمیباشند ماهیت اختلاف بین این دونوع حرکت ممکن است ازطریق درنظر گرفتن حرکت جریان آب بهتر درك شود زیرا بیشترقابل رویت است.

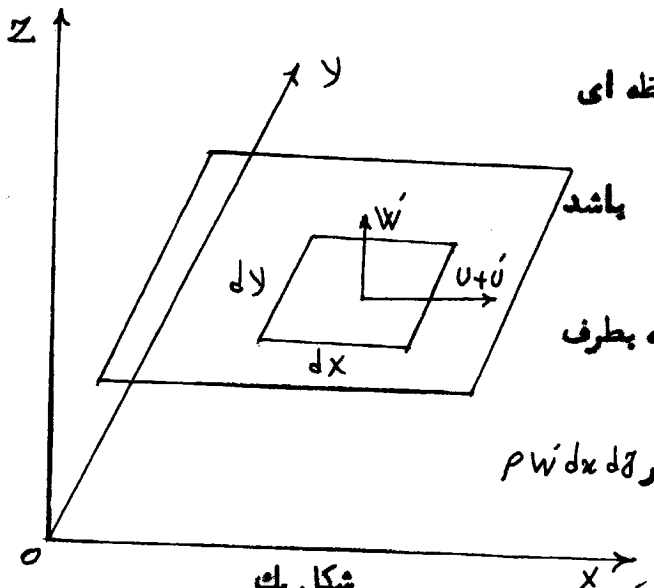
خطوط جریان رااغلب درنزدیکیهای مرکزجریان آبهائیکه کند حرکت میکنند میتوان مشاهده کرد یك خط جریان بطورکلی خطی است که همه جامماس برمسیر درلحظه ای سرعت یاد بوده باشد امانزدیك سواحل حرکت دیگرمنظم نبوده بلکه به ادی های کوچك تقسیم میشود این حرکت رااصطلاحا " حرکت ترپولانس گویند حرکت ترپولانس بیشتر درجریانهای تند رودخانه هاقابل ملاحظه است.

حرکت ترپولانس درجوتوسط دودقابل رویت میشود . برای یك لحظه دودسیگار دریك اتمسفرآرام بصورت جریان خطوط جریان صعود میکند که این حرکت دودرا برای شتابی بطرف بالاست ولی ازیك لحظه معینی ببعد دریك نقطه ای معین پایداری جریان ازبین میرود وحرکت بصورت ترپولانس درمیآید ونیزمیتوان ازدودی که ازدودکشها

خارج میشود جریان تریولانس را مشاهده نمود مثا سفانه تعریف کلی کاملی برای جریان‌های تریولانس در اختیار نیست ولی ثبت گزارشات بعضی از بازرنگارها جریانات تریولانس را در چنین نشان میدهند • حرکت ادی هوا در چیزی کامل مشابه حرکت ملکولهای یک گاز است تنها اختلافی که بچشم میخورد در مقیاس است ولی باوجود این انتقال چندی حرکت توسط ادی ها در چیز بنحوی فرض میشود که درست مشابه انتقال چندی حرکت در حرکت ملوکلی یک گاز است •

۲ــ انتقال تریولانس چندی حرکت وتغییرات عمودی باد در لایه اصطکاک دار بطئی بودن جریانات هوا در نزدیکی سطح زمین اینطور فرض میشود که در اثر نیروی اصطکاک داخلی معروف به چسبناکی ادیهای هوا بوجود میآید این موضوع را اینولد بیان داشته است او این طور نتیجه گیری کرد که سیستم استرسهای ادی ها در اثر اصطکاک داخلی ناشی از انحرافات سرعت از مقدار متوسط بوجود میآید • تیلر نشان داد که اگر انحرافات سرعت لحظه ای متوسط بادی که در امتداد محور x هاست به u' و در امتدادهای y و z را به v' و w' نمایش دهیم • مقادیر متوسط u'^2 و v'^2 و w'^2 مساوی میشوند این موضوع بیان میکند که انرژی ادیها در سه جهت بطور مساوی تقسیم

میشود سایربررسیهائیکه انجام شده است پیشنهاد میشودکه اگرچه مؤلفه هـــای
مقطع باد یعنی مولفه های افقی خیلی بزرگتراز مولفه عمودی آن است معهـــــذا
درنظرگرفتن مولفه عمودی درنزدیکی سطح زمین دقت بیشتری رابیان میکند •
کشش اصطکاکی نتیجه ازتبادل چندی حرکت است که درمقدمه بررسی شـــــد
حال جریان هوائی باسرعت متوسط υ درامتداد محور x هادرنظرمیگیریـــم
انحراف لحظه ای υ را υ' وهمین طور انحراف رادرامتداد z هامینامیـــــم
درتصویرشماره یك $dx\,dy$ عنصرسطح افقی Σ رانمایش میدهد •



شکل یك

اگر w' سرعت عمودی متوسط لحظه ای
درروی سطح عنصرسطح $dx\,dy$ باشد
دراینصورت جرم هوای جریان یافته بطرف
بالاازعنصرسطح درواحد زمان برابر $\rho w' dx\,dy$
میباشد •حال اگرمقدارچندی حرکت
انتقال عمودی چندی حرکت ازطریق ترپولانس
x هارابه dI_x نشان دهیم که ازعنصرسطح بطرف بالادرواحد زمـــان
حرکت میکند داریم رابطه (۱ــ۲)

$$dI_x = \rho w'(\upsilon+\upsilon')\,dx\,dy$$

میدانیم چندی حرکت برابرجرم درسرعت است مقدارچندی حرکت x که بطرف

بالازمساحت S درواحد زمان حرکت میکند بصورت

$$I_x = \iint \rho w' (v + v') \, dx \, dy$$

رابطه (۲ــ۲)

یا

$$I_x = v \iint \rho w' \, dx \, dy + \iint \rho w' v' \, dx \, dy$$

ازآنجائیکه درواحد زمان انتقال جرمی موجود نیست میتوان گفت که مقدارانتگرال

اول سمت راست درابطه (۲ــ۲) برابرصفراست وداریم

$$I_x = \iint \rho w' v' \, dx \, dy$$

رابطه (۳ــ۲)

حال یك ادی رابررسی میکنیم که ازسطح z_0 بامولفه متوسط سرعت درامتداد

محور x هابرابر v_{z_0} بسطح z میرسد سرعت متوسط این ادی رادر

سطح جدید z به v_z نمایش میدهیم بطوریکه انحراف لحظه ای حرکت

ادی ازسرعت متوسط v_z بصورت $v_{z_0} - v_z$ است ویابادقت کافی داریم

$$v' = \frac{\partial v}{\partial z}(z_0 - z) = -\frac{\partial v}{\partial z}(z - z_0)$$

رابطه (٤ــ۲)

حال اگر (۳ــ۲) و (٤ــ۲) راباهم ترکیب کنیم داریم

$$I_x = -\iint \rho w' \frac{\partial v}{\partial z}(z - z_0) \, dx \, dy$$

رابطه (٥ــ۲)

$$I_x = -\frac{\partial v}{\partial z} \iint \rho w' (z - z_0) \, dx \, dy$$

مقدار $\overline{w'(z-z_0)}$ که منظوراز بارمقدارمتوسط حاصلضرت میباشد وآنرا ضریب ادی منتشره مینامند وآنرابه K نمایش میدهندکه این علامت راتیلـــر انتخاب کرده است واحد K در دستگاه cGS برابر با سانتیمتر مربع ثانیـــه است وشبیه ضریب هدایتی حرارت وضریب چسبناکی سینماتیکی برای ملکولهاست برای تعیین K حرکت هوارا روی یك سطح نسبتاً بزرگ ودر زمان قابل ملاحظه‌ای باید درنظرگرفت ابعاد سطح مربوطه حداقل باید ده کیلومتروزمان اندازه گیری لااقل پنج دقیقه درنظرگرفته شودکمیت $\rho\overline{w'(z-z_0)}$ یا $K\rho$ بنـــام ضریب تبادل موسوم است که آنرابه A نمایش میدهند $K\rho=A$ واحد A در دستگاه cGS بصورت $gr\ cm^{-1}\ sec^{-1}$ است شبیه چسبناکی ملکولی μ میباشد مقدارمتوسط $z-z_0$ بصورت $\overline{(z-z_0)}$ نشان داده میشودکه پرانتل آنراطول راه اختلاط نامید • انتقال چندی حرکت x ادی هوا بسوی بالابرای واحد سطح برابررابطه (۶ــ۲) $I_x=-K\rho\frac{\partial U}{\partial Z}$

که K و ρ دارای مقادیرمتوسط درواحد سطح هستند •

حال یك دیسك بسطح مقطع واحد وضخامت dz درنظرمیگیریم مقدارچندی حرکت

در امتداد محور x هادرته دیسك رابه I_x ودرپائین آنرابه $I_x+\frac{\partial I_x}{\partial z}dz$

نمایش میدهیم چندی حرکت ویژه در امتداد محور x هابرابرمقدارزیراست.

$$I_x-\left(I_x+\frac{\partial I_x}{\partial z}dz\right)=-\frac{\partial I_x}{\partial z}dz$$

ویابااستفاده ازرابطه (۲ــ۶) داریم (۲ــ۷) $I_x=\frac{\partial}{\partial z}\left(K\rho\frac{\partial v}{\partial z}\right)dz$

واحدهای این رابطه بصورت $gr\ cm^{-1}sec^{-2}=\frac{gr\ cm\ sec^{-2}}{cm^2}$

که نشان دهنده نیروبرواحد سطح است ویامیتوان گفت همان استرس شیری توسط

حرکت جریان هواروی حرکت جریان هوای کنند ترمجاورباآن رابیان میدارد برای واحد

حجم داریم $dz=1$ وازرابطه (۲ــ۷) نتیجه میشود (۲ــ۸) $\frac{\partial}{\partial z}\left(K\rho\frac{\partial v}{\partial z}\right)$

اگرجوراغیرقابل تراکم درنظرگیریم نیروی اصطکاك برای واحد جرم بدست میآید ρ

راثابت فرض کردیم اگررابطه (۲ــ۸) رابه ρ تقسیم کنیم داریم رابطه (۲ــ۹)

$\frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial v}{\partial z}\right)$ بطوریکه دیده میشود نیروی اصطکاك برای واحد جرم

نتیجه ای ازچسبناکی هوابصورت رابطه (۲ــ۹) است.

وقتی که سرعت متوسط جریان هوادارای مولفه های u و v باشدو K نسبت

به ارتفاع ثابت بماند مولفه های نیروی اصطکاك ادی هواعبارتند از $K\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ ، $K\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$

رابطه (۱۰ـ۲) $K\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$ ، $K\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$

باید توجه داشت که فرضهای زیادی دراین انحرافات انجام شده است بخصوص فرض شده است که یك ادی هواچندی حرکت خود را دموقع حرکت ازیك سطح به سطح دیگر ذخیره مینماید .

ازآنجاکه ادی هوا ازمیان میدانهای متغیرفشاری درموقع صعود وپائین میگذرد لذا مشکل میتوان گفت که این وضعیت ازچه قوانینی پیروی میکند حال معادلات حرکت عمومی افقی را باد رنظرگرفتن نیروی اصطکاك بصورت زیراست رابطه (۱۱ـ۲) .

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + K\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + K\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

برای حل معادلات فوق راه حلهای زیادی ارائه شده است که طولانی بوده وخارج ازبحث است تاثیرنیروهای اصطکاك سبب میشوند که جریان هوا ایزوبارها را قطع کند وبسمت مرکزفشارکم جریان یابد نیروی اصطکاك سبب کاهش سرعت باد درجو میشود بطوریکه درتعادل نیروها نیروی کوریولیس کوچکتر ازنیروی گرادیان فشار میشود گلدبرگ وموهن فرض کردند که نیروی اصطکاك متناسب باسرعت است وازآنجا بصورت KV نمایش

داد ندکه K ضریب اصطکاك است واین نیرود رجهت مخالف سرعت عمل میکنـــــد وازآن میکاهد برای تعادل میان نیروی کوریولیس وگرادیان فشارونیروی اصطکـاك باید گفت که نیروی اصطکاك باید مساوی برآیند دونیروی دیگرباشد وجهت آن مخالف برآیند دونیروگرادیان وکوریولیس باشد دراین حالت اگر θ زاویه بین بردارهـــــاد وبزوبارهاباشد میتوان نوشت $tg\theta = \frac{KV}{\beta V} = \frac{K}{\beta}$ که دراستـــــر کوریولیس و K ضریب اصطکاك است.

۳ــ استقرارسیرکولاسیون متوسط مداری وملاحظاتی ازگشتاورجنبشی مطلق.

چنانچه توزیع بادهای مداری رادرسطح زمین درنظرگیریم مشاهده میشودکه کمربند بادهای غربی ایجادیك گشتاوراصطکاکی بطرف شرق ونیزکمربند بارهای شرقـــــی یك گشتاوراصطکاکی بطرف غرب نسبت به محورگردش زمین ایجاد میکند. دریـــــك پریود طولانی مقدارابن گشتاورنسبت به استرس بادمداری باید صفرباشد ونمیتوان بیان داشت که این موضوع برای یك پریودکوتاه درست نیست.

زیرازمین تحت تاثیرشتاب زاویه ای فصل است. همانطوریکه اتصفیك گشتاوراصطکاکی برروی زمین ایجاد میکند طبق قانون سوم نیوتن زمین نیزیك گشتاورمساوی ولی درخلاف

جهت روی استوا ایجاد میکند بنابراین در استوا جائیکه بادهای شرقی وجود دارند یک گشتاور بطرف شرق تولید میشود .

در نتیجه این ناحیه از زمین یک گشتاور جنبشی مطلق دریافت میکند و نیز برای کمربند شرقی قطبی هم گشتاور جنبشی ایجاد میشود که مقدار گشتاور جنبشی مطلق (همان سینتیک مطلق) وارده بواسطه کوچکی بازوی اهرم یعنی همان شعاع مدار کلاهک قطبی خیلی کوچک است و بالعکس کمربند بادهای غربی دائما بزمین گشتاور جنبشی میدهد چون تمام کمربندهای بادهای مداری در یک پیریود طولانی باقی میمانند از دست گشتاور جنبشی استوا قطب و استوا باید به کمربند بادهای غربی منتقل شوند که این گشتاور جنبشی نیز بنوبت خود باید بسطح زمین که در طول سال گشتاور جنبشی در اثر اصطکاک به استوا داده است منتقل شود .

حال چنانچه M گشتاور جنبشی مطلق (همان سینتیک مطلق ، که منظور از مطلق یعنی مجموع دو گشتاور جنبشی وخطی) برای یکگرم هوا در عرض جغرافیائی φ در نظر گیریم داریم .

$$M = (U + \Omega a \cos\varphi) a \cos\varphi$$

و یا رابطه (۱-۲)

$$M = U a \cos\varphi + \Omega a^2 \cos^2\varphi$$