

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی عمران

پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی آب و سازه‌های هیدرولیکی

تعیین تغییرات رقوم بستر رودخانه در محل تبدیل از بستر سنگی به بستر رسوبی

نگارنده : مرتضی قاسمی

استاد راهنما :

دکتر رامین امینی

بهمن ۱۳۹۵

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی عمران

پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی آب و سازه‌های هیدرولیکی

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای مرتضی قاسمی

تحت عنوان:

تعیین تغییرات رقوم بستر رودخانه در محل تبدیل از بستر سنگی به بستر رسوبی

در تاریخ ..... توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه ..... مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر رامین امینی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر مهدی گلی		نام و نام خانوادگی : دکتر احمد احمدی
			نام و نام خانوادگی : دکتر امیر عباس عابدینی

تقدیم اثر

تقدیم به سه وجود مقدس:

آنان که ناتوان شدند تا ما به توانایی برسیم...

موهایشان سپید شد تا ما روسفید شویم...

و عاشقانه سوختند تا گرمابخش وجود ما و روشنگر راهمان باشند...

پدرانمان

مادرانمان

استادانمان

## تشکر و قدردانی

سپاس و ستایش مر خدای را جل و جلاله که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، درفشان. آفریدگاری که خویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید.

از استاد فاضل و اندیشمند جناب آقای دکتر امینی به عنوان استاد راهنما که همواره نگارنده را مورد لطف و محبت خود قرار داده اند، کمال تشکر را دارم.

امید است که این تحقیق، راهگشای کسانی باشد که در آینده در این مسیر گام می‌نهند.

## تعهدنامه

اینجانب مرتضی قاسمی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی عمران - گرایش آب و سازه- های هیدرولیکی دانشکده عمران دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه " تعیین تغییرات رقوم بستر رودخانه در محل تبدیل از بستر سنگی به بستر رسوبی " تحت راهنمایی آقای دکتر رامین امینی متعهد می شوم :

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

## تاریخ

### امضای دانشجو

#### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه‌های رایانه‌ای ، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

## چکیده

موتو<sup>۱</sup> در سال ۲۰۰۱ آزمایشاتی را در مقیاس کوچک با هدف مشخص کردن اثرات افزایش سطح آب دریا روی دلتاهای رسوبی انجام داد. موتو تئوری برگشت دلتا را مطرح کرد. پارکر<sup>۲</sup> و موتو و همکاران در سال ۲۰۰۶ یک مدل عددی مرز متحرک برای پیش بینی واکنش رودخانه به افزایش سطح آب دریا بر مبنای آزمایشات موتو توسعه دادند. سپس پارکر و موتو و همکاران در سال ۲۰۰۸ مدل عددی در مقیاس آزمایشگاهی را برای مدلسازی سیستم رودخانه فلای - استریکلند توسعه دادند. این محققین نتایج حاصل از مدل عددی را با نتایج حاصل از عکس‌های ماهواره‌ای مقایسه کردند.

چنانچه رودخانه‌ها از نواحی کوهستانی به سمت دشت‌های سیلابی با شیب کم امتداد یابند، یک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی رخ می‌دهد. در این پژوهش قرار است با مدلسازی عددی، مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی مشخص و تغییرات مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در اثر افزایش تغذیه رسوب و افزایش سطح آب دریا تعیین گردد.

روش عددی اختلاف محدود برای حل معادلات مورد استفاده قرار گرفته است. معادلات انتقال رسوب بدون در نظر گرفتن شکل بستر مطرح شده‌اند. سپس معادلات لازم برای مدلسازی ناحیه رسوبی از محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی تا انتهای پایین دست شرح داده شده است. در ادامه مدلی عددی برای حل این معادلات نوشته شده است. برای اطمینان از درست بودن مدل، نتایج آن با نتایج واقعی که بوسیله عکس‌های ماهواره‌ای بدست آمده و همچنین نتایج سایر محققین مقایسه شده‌اند. در این پایان نامه، سعی بر این بوده است که با بهبود فرضیات، جوابهای مدل عددی به نتایج واقعی نزدیکتر شود. نتایج واقعی، نتایج حاصل از عکس‌های ماهواره‌ای سایر محققین است. در تحقیقات گذشته، مقدار ضریب شزی  $C_z$ ، متوسط اندازه قطر ذرات  $D$ ، عددشیلدز حالت پر کانال  $\tau_{bf}^*$  و سرعت متوسط جریان در حالت پر  $U_{bf}$  ثابت بوده‌اند. همچنین اثرات عدد فرود در حل معادله استاندارد برگشت آب وارد نشده است. در این تحقیق اثرات عدد فرود در حل جریان متغیر تدریجی وارد و سپس مقدار ضریب شزی در طول کانال با روابط Keulegan و Manning-Strickler محاسبه شده است. در نهایت با مقایسه نتایج مشاهده گردید که با محاسبه ضریب شزی با استفاده از رابطه Keulegan، جوابهای مدل عددی به جوابهای واقعی نزدیکتر شده است.

<sup>1</sup> Muto

<sup>2</sup> Gary Parker



برای انجام محاسبات، از برنامه نویسی به زبان ویژوال بیسیک استفاده کرده و برای امکان انجام محاسبات، از کامپیوتر CORE i7 استفاده گردید.

کلمات کلیدی : مورفولوژی رودخانه، تغییرات بستر، دلتا، رسوب‌گذاری، برگشت دلتا

## مقالات ارائه شده :

- ۱- مدلسازی عددی رودخانه‌های بزرگ با بستر رسوبی - پانزدهمین کنفرانس هیدرولیک ایران، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی<sup>(ره)</sup>، ۲۵ آذر ۱۳۹۵، قزوین.

## فهرست مطالب

۱	فصل اول : مقدمه
۱-۱	مقدمه
۲-۱	بیان مسأله
۳-۱	روش تحقیق
۴-۱	اهداف پایان نامه
۵-۱	ساختار پایان نامه
۵	فصل دوم : مروری بر کارهای گذشته
۱-۲	مقدمه
۲-۲	مروری بر تحقیقات پیشین
۳-۲	جمع بندی
۱۷	فصل سوم : معادلات انتقال رسوب
۱-۳	مقدمه
۲-۳	معادله بقای رسوب اکسنر
۳-۳	ساده سازی مقاطع عرضی کانال
۴-۳	عدد شیلدز
۵-۳	سرعت برشی
۶-۳	روابط مقاومت برای جریان زبر
۷-۳	جریان نرمال
۸-۳	رابطه بین دبی آب، شیب بستر و عمق آب در جریان نرمال
۹-۳	معادلات آبهای کم عمق سن ونانت
۱۰-۳	جریان متغیر تدریجی و ماندگار
۱۱-۳	زاویه ایستایی ذرات
۱۲-۳	نرخ انتقال رسوب
۱۳-۳	مورفودینامیک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی
۱-۱۳-۳	معادلات در مقیاس آزمایشگاهی
۲-۱۳-۳	معادلات در مقیاس حقیقی
۱-۲-۱۳-۳	ضریب تناوب جریان
۲-۲-۱۳-۳	رابطه مناسب برای دبی انتقال رسوب
۳-۲-۱۳-۳	کانال خود شکل گرفته
۴-۲-۱۳-۳	شیلدز فرم
۵-۲-۱۳-۳	برگشت آب:

۴۴	..... ساختار دشت سیلابی
۴۵	..... تجزیه ارتفاع سطح آب و ارتفاع محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
۴۶	..... جمع بندی
۴۹	..... فصل چهارم : جزئیات مدل عددی
۵۰	..... ۱-۴. مقدمه
۵۰	..... ۲-۴. فرمولبندی تفاضل محدود
۵۰	..... ۱-۲-۴. بسط سری تیلور
۵۴	..... ۳-۴. گسسته سازی معادلات در مقیاس آزمایشگاهی
۵۴	..... ۱-۳-۴. انتقال به سیستم مختصات مرز متحرک
۵۶	..... ۲-۳-۴. گسسته سازی معادلات
۵۹	..... ۴-۴. گسسته سازی معادلات حاکم در مقیاس واقعی
۶۱	..... ۵-۴. جمع بندی
۶۳	..... فصل پنجم : مدلسازی عددی
۶۴	..... ۱-۵. مقدمه
۶۴	..... ۲-۵. مدلسازی عددی در مقیاس حقیقی از محل انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی
۶۴	..... ۱-۲-۵. فرضیات
۶۵	..... ۲-۲-۵. سیستم رودخانه فلای - استریکلند
۶۵	..... ۳-۲-۵. دبی و پروفیل طولی سیستم رودخانه فلای استریکلند
۷۰	..... ۴-۲-۵. شرح مدل
۷۰	..... ۵-۲-۵. هندسه مدل
۷۱	..... ۶-۲-۵. فلوجارت برنامه
۷۴	..... ۷-۲-۵. دادههای موجود
۷۵	..... ۳-۵. نتایج مدل
۷۵	..... ۱-۳-۵. حالت A
۷۹	..... ۲-۳-۵. حالت B
۸۵	..... ۳-۳-۵. حالت C
۹۰	..... ۴-۵. اصلاح فرضیات برای حالت B
۹۰	..... ۱-۴-۵. تاثیر عدد فرود
۹۵	..... ۲-۴-۵. تاثیر ضریب شزی
۹۵	..... ۱-۲-۴-۵. رابطه Keulegan
۱۰۰	..... ۲-۲-۴-۵. رابطه Manning – strickler
۱۰۵	..... ۵-۵. نتیجه گیری

فصل ششم : نتیجه گیری و پیشنهادات .....	۱۰۹
۱-۶. مقدمه .....	۱۱۰
۲-۶. نتایج .....	۱۱۰
۳-۶. پیشنهادات .....	۱۱۱
۱-۳-۶. بررسی پروفیل سطح آب با در نظر گرفتن اثرات نشست یا بالآمدگی زمین .....	۱۱۱
۲-۳-۶. بررسی پروفیل سطح آب با در نظر گرفتن اثرات شاخه‌های فرعی آب .....	۱۱۱
۳-۳-۶. بررسی پروفیل سطح آب با در نظر گرفتن اثرات شکل بستر .....	۱۱۱

### فهرست اشکال

شکل ۱-۳. حجم کنترل برای بدست آوردن معادله اکسندر .....	۱۹
شکل ۲-۳. بستر رسوبی در حالت دو بعدی .....	۲۰
شکل ۳-۳. مقایسه مقادیر $C_z$ بدست آمده از روابط Manning Strickler و Kuelegen .....	۲۴
شکل ۴-۳. حجم کنترل برای بدست آوردن تنش برشی .....	۲۴
شکل ۵-۳. مقادیر $C_z$ برای رودخانه های مختلف .....	۲۶
شکل ۶-۳. پروفیل سطح آب و بستر رودخانه .....	۲۷
شکل ۷-۳. حجم کنترل برای بدست آوردن رابطه بقای جرم .....	۲۸
شکل ۸-۳. حجم کنترل برای بدست آوردن رابطه بقای مومنتوم .....	۲۹
شکل ۹-۳. توده ذرات در حالت سکون .....	۳۱
شکل ۱۰-۳. مقایسه مقادیر دبی انتقال رسوب بدست آمده از روابط مختلف .....	۳۴
شکل ۱۱-۳. تغییرات دلتا با افزایش سطح آب دریا .....	۳۵
شکل ۱۲-۳. افزایش ضخامت ناحیه رسوبی .....	۳۶
شکل ۱۳-۳. مقدار $C_z$ برای رودخانه‌های ماسه‌ای .....	۴۰
شکل ۱۴-۳. مقدار عدد شیلدز برای رودخانه‌های شنی و ماسه‌ای .....	۴۲
شکل ۱۵-۳. تجزیه مکان خط ساحلی از مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی برای کانال خود شکل گرفته .....	۴۳

- شکل ۳-۱۶. دشت سیلابی ..... ۴۵
- شکل ۴-۱. نمایش نقاط شبکه در معادله ۳-۴ ..... ۵۱
- شکل ۴-۲. نمایش نقاط شبکه در معادله ۷-۴ ..... ۵۲
- شکل ۴-۳. نمایش نقاط شبکه در معادله ۱۲-۴ ..... ۵۴
- شکل ۴-۴. ساختار دلتا در مقیاس آزمایشگاهی ..... ۵۵
- شکل ۴-۵. نمایش شبکه استفاده شده در مدل عددی در مقیاس آزمایشگاهی ..... ۵۷
- شکل ۴-۶. ساختار دلتای واقعی ..... ۵۹
- شکل ۵-۱. تصویر ماهواره‌ای مشروح از سیستم رودخانه فلای-استریکلند ..... ۶۷
- شکل ۵-۲. تصویر توپوگرافی سیستم رودخانه فلای - استریکلند ..... ۶۸
- شکل ۵-۳. پروفیل ارتفاع سطح آب رودخانه فلای و رودخانه استریکلند در بالادست تقاطع اوریل.  
پروفیل از نقشه‌های توپوگرافی ماهواره‌ای بدست آمده است ..... ۶۹
- شکل ۵-۴. هندسه مدل، سطح مبنا ۱۲۰ متر بالاتر از سطح آب دریا است ..... ۷۱
- شکل ۵-۵. فلوچارت حل عددی ..... ۷۳
- شکل ۵-۶. پروفیل طولی سیستم رودخانه فلای - استریکلند با فرض ثابت بودن سطح آب دریا. .... ۷۶
- شکل ۵-۷. تغییرات عرض حالت پر سیستم رودخانه فلای - استریکلند. .... ۷۶
- شکل ۵-۸. تغییرات دبی انتقال رسوب سیستم رودخانه فلای - استریکلند ..... ۷۷
- شکل ۵-۹. تغییرات عمق حالت پر سیستم رودخانه فلای - استریکلند ..... ۷۷
- شکل ۵-۱۰. تغییرات طول ناحیه رسوبی ..... ۷۸
- شکل ۵-۱۱. منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ..... ۷۸
- شکل ۵-۱۲. پروفیل بستر سیستم رودخانه فلای - استریکلند و پروفیل سطح آب در زمان حاضر. .... ۸۰
- شکل ۵-۱۳. عرض حالت پر رودخانه ..... ۸۰
- شکل ۵-۱۴. بار حجمی رسوب در جریان حالت پر ..... ۸۱
- شکل ۵-۱۵. عمق رودخانه در جریان حالت پر ..... ۸۱
- شکل ۵-۱۶. طول ناحیه رسوبی ..... ۸۳

- شکل ۵- ۱۷. منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی..... ۸۴
- شکل ۵- ۱۸. مقایسه مقادیر بدست آمده از مدل عددی و مقادیر واقعی در محدوده بین محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی و تقاطع اوریل ..... ۸۴
- شکل ۵- ۱۹. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین مقادیر واقعی ..... ۸۵
- شکل ۵- ۲۰. پروفیل بستر رودخانه با در نظر گرفتن افزایش تغذیه رسوب ..... ۸۶
- شکل ۵- ۲۱. عرض حالت پر رودخانه ..... ۸۷
- شکل ۵- ۲۲. عمق حالت پر رودخانه ..... ۸۸
- شکل ۵- ۲۳. نرخ حجمی انتقال رسوب در جریان حالت پر ..... ۸۸
- شکل ۵- ۲۴. تغییرات طول ناحیه رسوبی ..... ۸۹
- شکل ۵- ۲۵. منحنی تغییرات مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ..... ۸۹
- شکل ۵- ۲۶. پروفیل بستر رودخانه در زمان‌های مختلف. .... ۹۱
- شکل ۵- ۲۷. تغییرات عرض حالت پر رودخانه ..... ۹۱
- شکل ۵- ۲۸. نرخ حجمی انتقال رسوب در جریان حالت پر ..... ۹۲
- شکل ۵- ۲۹. تغییرات عمق حالت پر ..... ۹۲
- شکل ۵- ۳۰. تغییرات طول ناحیه رسوبی ..... ۹۳
- شکل ۵- ۳۱. تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ..... ۹۳
- شکل ۵- ۳۲. مقایسه نتایج واقعی و نتایج عددی ..... ۹۴
- شکل ۵- ۳۳. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین مقادیر واقعی ..... ۹۴
- شکل ۵- ۳۴. پروفیل بستر رودخانه ..... ۹۶
- شکل ۵- ۳۵. تغییرات عرض حالت پر رودخانه ..... ۹۷
- شکل ۵- ۳۶. تغییرات نرخ حجمی انتقال رسوب در جریان حالت پر ..... ۹۷
- شکل ۵- ۳۷. تغییرات عمق حالت پر ..... ۹۸
- شکل ۵- ۳۸. تغییرات طول ناحیه رسوبی ..... ۹۸
- شکل ۵- ۳۹. تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ..... ۹۹

- شکل ۵- ۴۰. مقایسه مقادیر بدست آمده و مقادیر واقعی ..... ۹۹
- شکل ۵- ۴۱. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین نتایج واقعی ..... ۱۰۰
- شکل ۵- ۴۲. پروفیل بستر رودخانه ..... ۱۰۱
- شکل ۵- ۴۳. تغییرات عرض حالت پر رودخانه ..... ۱۰۲
- شکل ۵- ۴۴. تغییرات نرخ انتقال حجمی رسوب ..... ۱۰۲
- شکل ۵- ۴۵. تغییرات عمق حالت پر ..... ۱۰۳
- شکل ۵- ۴۶. تغییرات طول ناحیه رسوبی ..... ۱۰۳
- شکل ۵- ۴۷. تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ..... ۱۰۴
- شکل ۵- ۴۸. مقایسه نتایج بدست آمده و نتایج واقعی ..... ۱۰۴
- شکل ۵- ۴۹. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین نتایج واقعی ..... ۱۰۵

### فهرست جداول

- جدول ۵-۱. داده‌های ورودی مدل عدد ..... ۷۴
- جدول ۵-۲. نتایج مربوط به مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با توجه به فرضیات اولیه ..... ۱۰۸
- جدول ۵-۳. نتایج مربوط به مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با توجه به فرضیات مختلف ..... ۱۰۸



## فهرست علائم

$B_{bf}$	عرض کانال در جریان حالت پر
$\hat{B}$	عرض حالت پر بدون بعد
$B_f$	عرض دشت سیلابی
$C_f$	ضریب بی بعد مقاومت بستر
$C_{mbf}$	غلظت رسوبی در جریان حالت پر
$C_z$	ضریب بی بعد شزی
$C_{zbf}$	ضریب شزی در جریان حالت پر
$D$	مشخصه دانه بندی رسوب
$Fr_{bf}$	عدد بی بعد فرود در جریان حالت پر
$g$	شتاب گرانش
$H$	عمق رودخانه
$H_{bf}$	عمق رودخانه در جریان حالت پر
$\hat{H}$	عمق بی بعد در جریان حالت پر
$I_f$	ضریب تناوب جریان
$i$	شاخص نشان دهنده شماره گره
$L_{ae}$	طول ناحیه رسوبی در زمان نهایی مدل عددی
$M_{sand}$	نرخ انتقال جرم متوسط سالیانه ماسه
$M_{sandf}$	نرخ متوسط سالیانه تغذیه ماسه
$M_{sed}$	نرخ متوسط سالیانه انتقال جرم رسوب (ماسه + گل و لای)
$M_{sedf}$	نرخ متوسط سالیانه تغذیه رسوب (ماسه + گل و لای)
$N$	تعداد بازه های با طول مساوی در شبکه محاسباتی
$Q_{bf}$	دبی آب در جریان حالت پر
$\hat{Q}$	دبی حالت پر بی بعد
$Q_{mbf}$	نرخ حجمی انتقال گل ولای با منافذ در جریان حالت پر
$Q_{mbff}$	نرخ تغذیه حجمی گل و لای با منافذ در جریان حالت پر
$Q_{sbf}$	نرخ حجمی انتقال ماسه با منافذ در جریان حالت پر
$Q_{sbff}$	نرخ تغذیه حجمی ماسه با منافذ در جریان حالت پر
$Q_{srat}$	ضریب افزایشنده تغذیه رسوب
$q^*$	عدد بی بعد انیشتین
$q_s$	نرخ انتقال حجمی رسوب در واحد عرض
$q_{ps}$	نرخ حجمی انتقال رسوب در واحد عرض با احتساب منافذ

$Q_{psf}$	نرخ حجمی تغذیه رسوب در واحد عرض با احتساب منافذ
$Q_{pss}$	مقدار $Q_{ps}$ در خط ساحلی
$Q_{sbf}$	نرخ انتقال حجمی رسوب در واحد عرض در جریان حالت پر
$Q_w$	دبی آب در واحد عرض
$Q_{wbf}$	دبی آب در واحد عرض در جریان حالت پر
$R$	وزن مخصوص غوطه وری
$r_s$	نسبت $\frac{S_{fric}}{S}$
$S$	شیب ناحیه رسوبی
$S_{aba}$	شیب در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$S_{auto}$	فاصله تا نقطه ای که برگشت دلتا رخ می دهد
$S_b$	شیب بستر سنگی
$S_{bb}$	شیب بستر سنگی در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$S_s$	مکان خط ساحلی
$S_{sb}$	شیب بستر سنگی در محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
$S_{fric}$	شیب خط انرژی در جریان حالت پر
$S_{fi}$	شیب اولیه ناحیه رسوبی
$S_{fore}$	شیب قسمت جلویی
$S_{si}$	مقدار اولیه $S_s$
$S_{tff}$	شیب ناحیه رسوبی در محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
$S_u$	شیب بستر رسوبی در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$S_v$	طول قوس رودخانه
$S_{ba}$	مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$\dot{S}_{ba}$	سرعت حرکت محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$S_{sb}$	مکان انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی
$S_{sbi}$	مقدار اولیه $S_{sb}$
$\dot{S}_{sb}$	سرعت حرکت محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی
$S_{tf}$	محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
$S_{tfi}$	مقدار اولیه $S_{tf}$
$\dot{S}_{tf}$	سرعت حرکت مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
$t$	زمان
$t_{auto}$	زمانی برگشت دلتا در آزمایش موتو
$\bar{t}$	زمان در مختصات مرز متحرک

$U$	سرعت متوسط جریان
$U_{bf}$	سرعت متوسط جریان در حالت پر
$x$	طول مستقیم کانال در جهت جریان
$x_v$	طول قوس کانال در جهت جریان
$\bar{x}$	مختصات بی بعد مرز متحرک
$\Delta\bar{x}$	طول بازه های داخلی $\bar{x}$
$\Delta\bar{t}$	بازه زمانی
$\Delta\eta$	اختلاف ارتفاع بستر رسوبی
$\Delta\eta_{ji}$	مقدار اولیه $\Delta\eta$
$\eta$	ارتفاع بستر رسوبی
$\eta_{ab}$	ارتفاع محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$\eta_{bi}$	ارتفاع اولیه محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی
$\eta_{base}$	ارتفاع بستر سنگی
$\eta_s$	ارتفاع خط ساحلی
$\eta_{ti}$	ارتفاع اولیه محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
$\Lambda$	نسبت حجم گل و لای به حجم ماسه
$\lambda_p$	تخلخل نهشته رسوبی
$\theta_{base}$	زاویه بستر سنگی با محور افق
$\theta_r$	زاویه سکون رسوب
$\theta_u$	زاویه بستر رسوبی در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی
$\rho$	چگالی آب
$\rho_s$	چگالی رسوب
$\tau^*$	عدد بی بعد شیلدز
$\tau_{bf}^*$	عدد شیلدز در جریان حالت پر
$\tau_{form}^*$	عدد شیلدز تشکیل کانال
$\tau_b$	تنش برشی بستر
$\tau_{bbf}$	تنش برشی بستر در جریان حالت پر
$\Omega$	انحراف کانال
$\xi$	ارتفاع سطح آب دریا
$\xi_i$	ارتفاع اولیه سطح آب دریا
$\xi_g$	نرخ افزایش سطح آب دریا



فصل اول :

## مقدمه

## ۱-۱. مقدمه

ریخت‌شناسی رودخانه، علم شناخت سیستم رودخانه از نظر شکل و فرم کلی، ابعاد و هندسه هیدرولیکی، راستا و پروفیل طولی بستر و نیز روند و نحوه تغییرات آن می‌باشد. عوامل گوناگونی در رفتار یک رودخانه موثر هستند که برخی از آن‌ها مستقیماً در ریخت‌شناسی موثر بوده و برخی دیگر نیز از طریق ارتباط با عوامل دیگر تاثیر گذار می‌باشند. مهمترین این عوامل عبارتند از: دبی جریان، مواد بستر و کناره، شیب طولی، بار رسوب رودخانه، پوشش گیاهی، زبری بستر، شرایط زمین‌شناسی منطقه و اقدامات انسانی. پیش‌بینی روند تغییرات رودخانه و ارائه طرح‌های مهندسی در آینده منوط به شناخت رفتار و ریخت‌شناسی فعلی رودخانه و بررسی تغییرات در گذشته می‌باشد. رودخانه‌ها سیستمی کاملاً متغیر هستند که مرزهای جانبی و مشخصات ریخت‌شناسی آن‌ها در طول زمان و به طور پیوسته در حال تغییر است. در واقع سیستم رودخانه‌ای یک سیستم پیچیده است و تغییر در بخشی از این سیستم می‌تواند تغییرات پیچیده‌ای را در رفتار کلی سیستم به وجود آورد. به طور مثال اگر در بخشی از رودخانه عملیات احداث سد، آبگیری، ساماندهی و ... صورت گیرد به دلیل تغییر در شرایط هیدرولیکی جریان، امکان تغییر در رژیم آبی رودخانه وجود دارد. برداشت مصالح رودخانه‌ای از بستر و کناره‌های رودخانه باعث تغییرات ریخت‌شناسی رودخانه در بالادست و پایین‌دست آن می‌شود که این تغییرات موجب تخریب شرایط طبیعی رودخانه و تغییر در شرایط هیدرولیکی و هیدرولوژیکی جریان می‌شود و مشکلاتی از قبیل فرسایش بستر و کناره‌ها و تخریب سازه‌های موجود در رودخانه را در پی دارد.

ریخت‌شناسی رودخانه، ساختار و شکل رودخانه را مورد بررسی قرار می‌دهد و در شمار مشخصه‌های رودخانه محسوب می‌شود که از اهمیت زیادی برخوردار است. ریخت‌شناسی رودخانه با گذشت زمان تحت تاثیر عواملی از قبیل تغییرات دبی جریان، دبی مواد رسوبی، ترکیب مواد متشکله بستر و کناره‌ها قرار می‌گیرد.

## ۱-۲. بیان مسأله

جریان آب و بستر رودخانه با یکدیگر در تبادلی هستند. با تغییر شکل بستر، عمق آب و پروفیل سطح آب تغییر خواهد کرد. تغییرات بستر رودخانه با فرسایش یا ته‌نشینی رسوب ایجاد می‌شود. چنانچه رودخانه‌ها از نواحی کوهستانی به سمت دشت‌های سیلابی با شیب کم امتداد یابند، یک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی رخ می‌دهد. در این پژوهش قرار است با مدلسازی عددی، مکان انتقال

بستر سنگی به بستر رسوبی مشخص و همچنین تغییرات مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در اثر افزایش تغذیه رسوب و افزایش سطح آب دریا تعیین گردد.

### ۱-۳. روش تحقیق

حل معادلات با روش اختلاف محدود انجام می‌شود. مدلسازی برای رودخانه‌های با شیب کم از محل انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی کاربرد دارد. برای انجام مدلسازی از داده‌های سیستم رودخانه فلای - استریکلند استفاده می‌شود. این مدل‌سازی برای سیستم رودخانه فلای - استریکلند از محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در رودخانه استریکلند تا دهانه رودخانه که وارد خلیج می‌شود، انجام می‌گیرد. ابتدا نتایج مدل با نتایج سایر محققین مقایسه شده و مدل تصدیق می‌شود. سپس، فرضیات را بهبود داده و نتایج مدل عددی را با نتایج حاصل از عکس‌های ماهواره‌ای مقایسه می‌کنیم. فرضیاتی را می‌پذیریم که نتایج حاصل از مدل عددی به نتایج واقعی نزدیکتر شوند.

### ۱-۴. اهداف پایان نامه

هدف اصلی از این پژوهش، شرح دادن مورفودینامیک تغییرات تدریجی پروفیل ناحیه رسوبی از محل تبدیل از بستر سنگی به بستر رسوبی به عنوان تابعی از زمان و تغییرات مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی<sup>۱</sup> به عنوان تابعی از زمان می‌باشد.

### ۱-۵. ساختار پایان نامه

در این پایان نامه، پس از بیان کلیاتی در مورد ریخت شناسی رودخانه و عوامل موثر بر رفتار رودخانه، به بیان تاریخچه ریخت شناسی رودخانه و کارهای انجام شده توسط محققین پیشین در فصل دوم پرداخته می‌شود. در فصل سوم، معادلات انتقال رسوب در حالتی که شکل بستر نداشته باشیم معرفی می‌گردد. این معادلات شامل معادله بقای رسوب اکسرنر، معادلات سن و نانت، معادلات مناسب برای محاسبه دبی انتقال رسوب و معرفی عدد شیلدز می‌شوند. برای انجام محاسبات استاندارد و عملیات منطقی ریاضی، باید مشتقات متغیرهای وابسته‌ای را که در معادلات دیفرانسیل پاره‌ای ظاهر می‌شوند تقریب زد. جزئیات مدل عددی و گسسته سازی معادلات در فصل چهارم ارائه گردیده است. در فصل پنجم مدلسازی عددی انجام شده و نتایج مدل عددی با نتایج واقعی مقایسه می‌گردد. در واقع در این

<sup>1</sup>bedrock – alluvial transition

فصل سعی بر این بوده است که با بهبود فرضیات نتایج مدل عددی به نتایج واقعی نزدیکتر گردد. در نهایت فصل هفتم، نتیجه گیری و پیشنهادات ادامه کار را در بر دارد.



فصل دوم :

# مروری بر کارهای گذشته

## ۲-۱. مقدمه

یکی از اهداف مهم در مهندسی آب، بهینه کردن منافع و کمینه کردن خسارات ناشی از جریان در رودخانه‌ها است. این کار با شناسایی، رفتارسنجی و تحلیل جریان در رودخانه‌ها میسر می‌گردد. کنترل و به حداقل رساندن خسارات وارده ناشی از سیلاب، رسوب گذاری و فرسایش به آبراهه‌ها، اراضی کشاورزی، تأسیسات و ابنیه‌های آبی مستلزم این است که فرآیند حرکت جریان، فرسایش بستر، انتقال مواد جامد و ته نشینی مواد رسوبی مورد مطالعه کامل قرار گیرد. امروزه محدودیت داده‌های هیدرولیکی اندازه‌گیری شده از یک سو و توسعه روش‌های عددی از سوی دیگر، شبیه‌سازی ریاضی رفتار جریان، ظرفیت حمل رسوب و روند رسوب‌گذاری و فرسایش را امری ضروری و اجتناب ناپذیر کرده است. به همین دلیل محققین مختلفی شبیه‌سازی عددی را برای بررسی جریان‌های با بستر متحرک در کانال‌های آبرفتی و رودخانه‌های طبیعی مورد توجه قرار داده‌اند.

## ۲-۲. مروری بر تحقیقات پیشین

بگین و مایر<sup>۱</sup> در سال ۱۹۸۰ کاهش ضخامت کانال‌های رسوبی را در کانالی به طول ۱۵ و ۲۰ متر با شیب ۰.۰۱ بررسی کردند. هدف اصلی این پژوهش مستندسازی فرآیند کاهش ضخامت کانال‌های رسوبی در آزمایشگاه در واکنش به کاهش سطح مبنا است. این فرآیند با مدل عددی نیز بررسی شد. معادله اصلی بر حسب شرایط مرزی و اولیه مدل آزمایشگاهی حل شد. کاهش ضخامت با کاهش یافتن سطح مبنا شروع شد. این مدل بر مبنای معادله پیوستگی رسوب و یک معادله انتقال رسوب که به طور خطی با شیب بستر کانال رابطه دارد، انجام شد. این مدل ارتفاع بستر کانال را در هر مکان و زمان، به عنوان تابعی از مقدار کاهش یافتن سطح مبنا و ضریب پخش نشان داد. نتایج نشان داد که در رسوبات آبرفتی همگن، با کاهش یافتن ارتفاع سطح مبنا، ضخامت کانال نیز کاهش می‌یابد [۱].

سونی<sup>۲</sup> در سال ۱۹۸۰ یک مدل انتشار خطی برای پیش‌بینی کردن پروفیل بستر گذرا ناشی از رسوب گذاری را توسعه داد. همچنین وی یک آزمایشی که طیف وسیعی از شرایط انتقال رسوب و جریان را پوشش می‌داد را انجام داد. سونی مشاهده کرد که بعد از یک زمان طولانی، افزایش ضخامت در پایین دست منطقه‌ای که تغذیه رسوب افزایش می‌یابد، زمانی که شرایط هیدرولیکی با بار رسوب افزایش

<sup>1</sup> Begin and Meyer

<sup>2</sup> Soni

یافته مطابق است، متوقف می‌شود [۲]. جین<sup>۱</sup> در سال ۱۹۸۱ یک خطا در شرط مرزی مدل تحلیلی خود را نشان داد. او یک مدل تحلیلی با شرایط مرزی بیشتر برای مسئله افزایش ضخامت را ارائه داد. نتایج تحلیلی در تطابق با داده‌های آزمایشگاهی بود [۳]. گیل<sup>۲</sup> در سال ۱۹۸۷ یک راه حل غیرخطی برای مسأله افزایش ضخامت و کاهش ضخامت در کانال‌های رسوبی توسعه داد. گیل از روش آشفتگی که در آن ضریب شبه انتشار تابعی از انتقال رسوب است، استفاده کرد. اما در راه حل خطی این ضریب ثابت در نظر گرفته می‌شد [۴].

هو زانگ و کاهوویتا<sup>۳</sup> در سال ۱۹۸۷ یک مدل غیرخطی سهموی برای فرآیند افزایش ضخامت در رودخانه یا کانال رسوبی ارائه دادند. این محققین رابطه انتقال رسوب را به صورت یک تابع نمایی در نظر گرفتند و یک روش غیرمستقیم برای ارزیابی ضرایب رابطه انتقال رسوب شرح دادند. برای بررسی صحت مدل، نتایج حاصل از مدلسازی عددی با نتایج آزمایشگاهی مقایسه شد و مدل تصدیق شد [۵].

آزمایش‌های متعددی برای مطالعه اثرات کوتاه مدت و بلند مدت تغییرات بستر روی کانال‌های رسوبی با شرایط جریان متفاوت انجام شده است. ین<sup>۴</sup> در سال ۱۹۸۹ یک سری از آزمایش‌های اضافه بار با رسوبات درشت یکنواخت انجام داد. وی دریافت که سرعت افزایش ضخامت و سرعت متوسط انتقال رسوب با افزایش شیب بستر، افزایش می‌یابد [۶].

محبوب آلام<sup>۵</sup> در سال ۱۹۹۸ یک مدل ریاضی که تغییرات بستر کانال‌های رسوبی را نشان می‌دهد، ارائه داد. او از روش اختلاف محدود مک کورمک با دقت مرتبه دوم در این مدل استفاده کرد. این مدل برای بررسی دو حالت متفاوت اعمال شد. حالت اول مطالعه آزمایشگاهی می‌باشد که در آن نتایج آزمایشگاهی با اعمال بار رسوب اضافی بدست آمد. بارگذاری رسوب باعث افزایش ضخامت کانال شد. نتایج حاصل از مدلسازی عددی بیشتر آزمایش‌ها با دقت خوبی همراه بود. به منظور بررسی توانایی مدل در مقیاس حقیقی، ناحیه‌ای از رودخانه جامونا مدل شد. این مدلسازی برای مدت سه سال با استفاده از داده‌های میدانی انجام شد. نتایج محاسبه شده و داده‌های اندازه‌گیری شده با هم مقایسه شدند و نتایج رضایت بخش بود [۷].

<sup>1</sup> Jain

<sup>2</sup> Gill

<sup>3</sup> Hou Zhang and Kahawita

<sup>4</sup> Yen

<sup>5</sup> Mahbub Alam

محاسبات جریان و انتقال رسوب در رودخانه‌های کوهستانی به دلیل وجود شیب‌های زیاد، تغییرات ناگهانی در هندسه رودخانه، تغییرات رژیم جریان و وجود المان‌های زبر بسیار پیچیده است. بسیاری از مدل‌های عددی برای پیش‌بینی تغییرات بستر کانال‌های رسوبی برای رودخانه‌های با شیب کم کاربرد دارند. خوزه لویز و مارکو فالکن<sup>۱</sup> در سال ۱۹۹۹ به توسعه یک مدل عددی برای محاسبه تغییرات بستر و تغییرات اندازه ذرات در رودخانه‌های کوهستانی که اندازه ذرات آن در محدوده تخته سنگ است، پرداختند. برای معتبر ساختن مدل از داده‌های میدانی جمع‌آوری شده از قسمت بالادست یک سد کوچک در رودخانه ونزوئلا استفاده شد. این محققین از رابطه انتقال رسوب شوکلیتش<sup>۲</sup> برای محاسبه دبی انتقال رسوب استفاده کردند [۸].

بلر گریمن و کاسی کلامپ<sup>۳</sup> در سال ۲۰۰۰ یک چهارچوب برای مدلسازی رسوب که نیازمند انتقال بین بار بستر و بار معلق نیست ارائه دادند. این مدل از یک رابطه بین سرعت رسوب و سرعت آب استفاده می‌کند. این مدل برای تخمین زدن انتشار رسوب در باتل گریک جنوبی استفاده شد. این مدل با شبیه‌سازی انتقال رسوب پس از حذف سد انحرافی تست شد. نتایج اولیه نشان داد که این مدل می‌تواند تغییرات بستر و تغییرات اندازه مواد بستر را به درستی ارائه دهد. نتایج حاصل از مدلسازی نشان داد که رسوب به دام افتاده بر مبنای اندازه به سمت پایین دست منتقل می‌شود و پروفیل بستر به شرایط قبل از احداث سد بر می‌گردد [۹].

موتو<sup>۴</sup> در سال ۲۰۰۱ آزمایشاتی را در مقیاس کوچک با هدف مشخص کردن اثرات افزایش سطح آب دریا روی دلتاهای رسوبی انجام داد. موتو تئوری برگشت دلتا را مطرح کرد. در شرایطی که تغذیه رسوب به کانال و مقدار نرخ افزایش سطح آب دریا ثابت باشد، تئوری برگشت دلتا پیش‌بینی می‌کند که خط ساحلی می‌تواند به سمت خشکی برگشت کند. مدل عددی بر مبنای این تئوری، نشان می‌دهد که سرعت حرکت خط ساحلی به شیب بستر سنگی و شیب رسوبات ته نشین شده در زیر آب و شیب بستر رسوبی بستگی دارد. برای تست کردن تئوری برگشت دلتا، آزمایشات کانال در حالتی که مقدار تغذیه رسوب و نرخ افزایش سطح آب دریا ثابت باشد، انجام شد. دو سری آزمایش انجام شد. در اولین سری Ø همراه با تغییرات مختصری از نسبت دبی آب به دبی رسوب تغییر نمود. در دومین سری در حالی که Ø ثابت بود، نسبت  $q/s$  تغییر نمود.

<sup>1</sup> Jose L. Lopes and Marco A. Falcon

<sup>2</sup> Schoklitsch

<sup>3</sup> Blair Greimann and Cassie Klumpp

<sup>4</sup> Muto

همه آزمایشات تجربی، ویژگی برگشت خط ساحلی به سمت خشکی ( همان برگشت خودکار دلتا ) و شکست هندسی جلوی دلتا در مرحله عقب نشینی ( شکست خودکار ) را ثابت می‌کند. نتایج برای منحنی خط ساحلی در حالت اول بهتر از نتایج حالت دوم است. نتایج متضاد حاصل از دو حالت آزمایشات با نتایج حاصل از مدل عددی سازگار هستند. آزمایش در یک مخزن به طول ۲ متر و عمق ۱ متر و عرض ۷۰ سانتی متر انجام شد. مخزن با صفحات آکرلیک شفاف به ضخامت ۱.۹ سانتی متر ساخته شد. در داخل مخزن یک کانال مستقیم به عرض ۰.۵ یا ۱ سانتی متر با شیب طولی  $\Phi$  قرار دادند. این کانال مستقیم نقش رودخانه را بازی می‌کند. انتهای کانال باز بوده، بنابراین سطح آب در انتهای کانال برابر با سطح آب مخزن است. رسوب مورد استفاده در آزمایش شامل ماسه کوارتز با رنگ روشن با اندازه ۰.۱ تا ۰.۳ میلی‌متر، کربوراندوم به رنگ تیره با اندازه ۰.۰۵ تا ۰.۰۹ میلی‌متر است. این مواد به صورت ترکیبی از آب و رسوب وارد کانال شدند و یک دلتا را تشکیل دادند. در حالت اول سی آزمایش که زاویه بستر از ۱۱.۹ درجه تا ۳۱ درجه متغیر است، انجام شد. برگشت خودکار دلتا و نقطه شکست خودکار دلتا در طول همه آزمایشات مشاهده شد. در حالت دوم سی آزمایش با زاویه بستر تقریباً ثابت و بین ۲۲.۳ و ۲۲.۷ درجه و نسبت دبی آب به تغذیه رسوب بین ۰.۸۶ تا ۳۸.۴، انجام شد. در همه آزمایشات برگشت خودکار دلتا و نقطه شکست خودکار دلتا مشاهده شد [۱۰].

احمد قاسم و حنیف چودری<sup>۱</sup> در سال ۲۰۰۲ یک مدل عددی دو بعدی برای پیش بینی تغییرات زمانی بستر در خم کانال‌های رسوبی توسعه دادند. در مدل این محققین، معادلات جریان آب غیردائم همراه با معادله پیوستگی رسوب با استفاده از روش ضمنی بیم و وارمینگ حل شدند. این مدل بر مبنای سیستم مختصات دکارتی و استوانه‌ای است. تنش‌های موثر در ارتباط با معادلات جریان با استفاده از روش ویسکوزیته گردابی مدل شدند. این مطالعه محدود به ذرات یکنواخت بستر می‌باشد. برای تأیید مدل نتایج محاسبه شده با نتایج آزمایشگاهی با زوایای ۱۴۰ و ۱۸۰ درجه مقایسه شد. این مدل برای بررسی فرآیند تغییرات تدریجی و توانایی تغییر شکل بستر در خم‌های دایره‌ای استفاده شد [۱۱].

چینگ چائو گوا و یی چانگ جین<sup>۲</sup> در سال ۲۰۰۲ یک مدل ریاضی برای انتقال رسوبات معلق غیر یکنواخت

جهت تخمین تغییرات بستر رودخانه ارائه دادند. این محققین از طریق تقسیم رسوبات ترکیبی به چند گروه با اندازه یکسان که در آن ذرات رسوب یکنواخت تصور می‌شوند، غیریکنواختی و تبادل بین

<sup>1</sup> Ahmed Kassem and Hanif Chaudhry

<sup>2</sup> Qing-Chao Guo and Yee-Chung Jin

رسوبات معلق و مواد بستر را بررسی کردند. این مدل تغییرات غلظت در جهت جریان ، توزیع اندازه ذرات و تغییرات مقاطع عرضی بستر را به خوبی ارائه داد. مقایسه نتایج مدل با نتایج آزمایشگاهی نشان داد که این مدل می‌تواند به خوبی تغییرات بستر کانال را تخمین بزند. از این مدل برای مدلسازی سیستم رودخانه واقعی استفاده شد. متغیرهایی از قبیل سطح آب، غلظت رسوب، توزیع اندازه ذرات معلق و تغییرات بستر رودخانه در این مدل محاسبه شدند [۱۲].

دنگ و لی<sup>۱</sup> در سال ۲۰۰۳ بستر رودخانه را با استفاده از معادلات انتقال رسوب و جریان غیر ماندگار مدلسازی کردند [۱۳]. یاداو و سمتانی<sup>۲</sup> در سال ۲۰۰۸ یک مدل ریاضی را با استفاده از تنش برشی موثر و انتقال بار رسوب بستر برای تخمین بار بستر منتقل شده توسط رودخانه توسعه دادند. این محققین نرخ انتقال بار مواد بستر در واحد عرض را برای مواد بستر غیریکنواخت با استفاده از داده‌های رودخانه تاپی در هندوستان، محاسبه کردند [۱۴].

سوتلانا کوستیک و گری پارکر<sup>۳</sup> در سال ۲۰۰۳ یک مدل عددی مرز متحرک برای مدلسازی رسوب گذاری به شکل دلتا در مخازن و دریاچه‌ها که تغییرات بستر دلتای رودخانه را ثبت می‌کند را ارائه دادند. این محققین دلتاها را به صورت نهشته‌های مخروطی شکل که از برخورد رودخانه با دریا شکل می‌گیرد، تعریف کردند. این مدل مورفودینامیک بستر رسوبی و جریان گل‌آلود را در یک مدل عددی واحد متحد می‌کند. نتایج مدل با نتایج آزمایشگاهی مقایسه شد [۱۵].

کوستیک و پارکر از فرضیات زیر برای ساده‌سازی مدل استفاده کردند [۱۵]:

۱- ساختار دلتا به صورت یک بعدی در نظر گرفته شد. بنابراین دلتا فقط می‌تواند در جهت طولی تغییر شکل دهد.

۲- رسوبات متشکل از ماسه و گل و لای بوده و اندازه قطر متوسط آن‌ها به ترتیب با  $D_M$  و  $D_S$  بیان می‌شوند. جریان رودخانه ماسه را به صورت بار مواد بستر منتقل می‌کند. ماسه را به عنوان بار بستر و بار معلق و گل و لای را به عنوان بار شستشو منتقل می‌کند. ماسه به دلیل درشت بودن نمی‌تواند در جریان گل‌آلود قرار گیرد و گل و لای نیز به دلیل ریز بودن نمی‌تواند روی بستر رودخانه ته‌نشین شود.

<sup>1</sup> Deng and Li

<sup>2</sup> Yadav and Samtani

<sup>3</sup> Svetlana Kostic and Gary Parker

۳- رودخانه در نقطه  $x=0$  شروع می‌شود. رسوبات نیز از این نقطه تغذیه می‌شوند. انشعابات رودخانه در این مدل لحاظ نمی‌شوند و بنابراین یک دبی ثابت در کل مسیر در نظر گرفته می‌شود.

۴- قسمت جلویی دلتا با یک شیب ثابت ته نشین می‌شود. این شیب نباید از زاویه ایستایی ماسه تجاوز کند، ولی در بیشتر موارد به دلیل ناپایداری حاصل از عبور جریان گل آلود از آن می‌توان شیب قسمت جلویی را کمتر از زاویه ایستایی رسوب در نظر گرفت.

۵- هیدرودینامیک قسمت جریان گل آلود بر مبنای فرمول بندی جریان ضعیف لایه یکپارچه استاندارد بر اساس کار الیسون و تورنر<sup>۱</sup> در سال ۱۹۵۹ در نظر گرفته شد.

۶- عمق دریاچه یا مخزن خیلی بیشتر از عمق جریان گل آلود است. بنابراین جریان در لایه بالایی هیچ گونه اثری روی جریان در لایه پایینی ندارد. همچنین ارتفاع سطح آب در مخزن را ثابت در نظر گرفتند.

۷- جریان گل آلود برای استفاده از تقریب بوزینسک در معادله حرکت به اندازه کافی رقیق است.

۸- جریان گل آلود برای وارد کردن گل و لای از کف مخزن یا دریاچه خیلی ضعیف است. بنابراین فقط ته نشینی بررسی شد.

۹- اثرات خالص بار مواد معلق و اختلاف دما، جریان ورودی سنگین‌تری را نسبت به آب محیط ارائه می‌دهد. یک رابطه خطی ساده بین چگالی و دما استفاده شد.

۱۰- جریان رودخانه به صورت جریان دائم در نظر گرفته شد. این فرض به این دلیل که تغییرات دبی در رودخانه‌های با شیب کم به اندازه کافی تدریجی است، انتخاب شد.

مدل عددی ارائه شده توسط کوستیک و پارکر اولین مدل مرز متحرک برای مدلسازی رسوب گذاری در مخازن و دریاچه‌ها است. این مدل به طور دینامیکی مکانیک سیالات جریان گل آلود تحتانی را با دینامیک رودخانه مربوط می‌کند. به عنوان یک نتیجه، این مدل می‌تواند ماهیت قسمت بالایی، قسمت جلویی و قسمت پایینی نهشته رسوبی در مخازن و دریاچه‌ها را شرح دهد و برای اولین بار تغییرات تدریجی دلتاهای رسوبی را بیان نماید [۱۵].

<sup>1</sup> Ellison and Turner

نتایج مدل عددی با نتایج دو آزمایش مقایسه شد. این آزمایشات توسط کوستیک و پارکر در یک کانال که برای مطالعه جریان گل آلود طراحی شده بود، در دانشگاه مینه سوتا<sup>۱</sup> آمریکا انجام شد. عرض کانال ۰.۳۰۴ متر و عمق کانال ۰.۷۶ متر و طول کانال ۱۲.۸ متر است. در انتهای پایین دست کانال یک مخزن میرایی بزرگ قرار دادند. در این آزمایشات جریان گل آلود از کانال به داخل مخزن میرا سقوط می کند. آب گل آلود می تواند از زهکش پایینی خارج شود. ترکیب آب و رسوب از بالای مخزن وارد می شود و سطح آب مخزن با یک لوله ایستاده مشخص شد. ناحیه ای به طول ۷ متر در انتهای پایین دست کانال در آزمایش استفاده شد. شیب بستر برابر با ۰.۰۱۲ انتخاب شد. در آزمایش اول متوسط اندازه ذرات برابر با ۲۴.۲ میکرومتر و در آزمایش دوم متوسط اندازه ذرات برابر با ۴۰.۸ میکرومتر است. مقایسه بین نتایج عددی و نتایج آزمایشگاهی توانایی مدل عددی در تعیین تغییرات تدریجی دلتای شکل گرفته در اثر رسوب گذاری در مخازن را نشان داد. ثابت شده که قسمت رسوبی در مدل عددی به انتخاب ضریب شزی و ارتفاع سطح آب ایستاده حساس است. در مورد سطح آب ایستاده، این حساسیت در آزمایش ها نیز مشاهده شده است. به طوریکه حتی مشخص شد که افزایش و کاهش سطح آب روی پروفیل قسمت بالایی اثر می گذارد. همچنین مشخص شد که قسمت جریان گل آلود مدل به انتخاب ضریب اختلاط اولیه حساس است [۱۶].

دونگ چن و جنیفر دووان<sup>۲</sup> در سال ۲۰۰۶ از معادله پیوستگی رسوب برای تعیین تغییرات بستر رودخانه جردن جنوبی واقع در ایالت یوتا استفاده کردند. نرخ فرسایش با محاسبه کاهش ضخامت بستر و فرسایش جانبی تعیین شد. برای مشخص کردن تغییرات طولانی مدت رودخانه، از روش تجزیه در بین جریان، انتقال رسوب و مدل فرسایش ساحل استفاده شد. مقایسه بین نتایج محاسبه شده به وسیله مدل و مقادیر مشاهده شده، توانایی این مدل را برای تعیین تغییرات بستر رودخانه جردن جنوبی واقع در ایالت یوتا نشان می دهد [۱۷].

پارکر<sup>۳</sup> و موتو و همکاران در سال ۲۰۰۶ یک مدل عددی مرز متحرک برای پیش بینی واکنش رودخانه به افزایش سطح آب دریا بر مبنای آزمایشات موتو توسعه دادند. این مدل دو حالت برگشت دهانه رودخانه را نشان می دهد : برگشت دلتا بدون رها کردن دلتای رودخانه ( کمبود رسوب در محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی وجود ندارد ) و برگشت خودکار دلتا با رها کردن جلوی دلتا (

<sup>1</sup> University of Minnesota

<sup>2</sup> Dong Chen and Jennifer G. Duan

<sup>3</sup> Gary Parker



در محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی دبی انتقال رسوب صفر است). در حالت دوم برگشت دلتا خیلی سریع می‌باشد و اثرات آن در بالادست دهانه رودخانه احساس می‌شود. نتایج حاصل از مدل عددی با نتایج حاصل از آزمایشات موتو مقایسه شد. در مورد آزمایش موتو چون غلظت حجمی رسوب تغذیه شده به کانال زیاد بوده (در حدود ۱۰ درصد) و همچنین عمق جریان خیلی کم می‌باشد (در حدود ۱ میلیمتر)، از هیچ کدام از روابط انتقال رسوب موجود، چه در مقیاس آزمایشگاهی و چه در مقیاس واقعی، استفاده نکردند. بنابراین این محققین از یک رابطه آزمایشگاهی ساده برای محاسبه انتقال رسوب استفاده کردند. آن‌ها در این مدل سه مرز متحرک را در نظر گرفتند. این مرزها شامل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی، انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی و انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی است. در این مدل برای محاسبه پروفیل بستر از معادله بقای رسوب اکسیر استفاده شد. نتایج این مدل نشان داد که اگر ضخامت بستر در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی زیاد شود، محل انتقال به سمت بالادست حرکت می‌کند و اگر ضخامت بستر در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی کم شود، محل انتقال به سمت پایین دست حرکت می‌کند. چون که در این مدل عمق آب خیلی کم بوده، ارتفاع سطح آب برابر با ارتفاع بستر در نظر گرفته شد. در نهایت نتایج این مدل، برگشت خودکار خط ساحلی در اثر افزایش سطح آب دریا را که شامل برگشت آرام خط ساحلی با تحویل رسوب به آن (شکست خودکار) و برگشت سریع خط ساحلی با رها شدن جلوی دلتا می‌شود را نشان داد [۱۸].

پارکر و موتو و همکاران در سال ۲۰۰۸ مدل عددی در مقیاس آزمایشگاهی را برای مدلسازی سیستم رودخانه فلای - استریکلند آپدیت کردند. این محققین نتایج حاصل از مدل عددی را با نتایج حاصل از عکس‌های ماهواره‌ای مقایسه کردند. آن‌ها با در نظر گرفتن ضریب تناوب جریان، معادله مناسب انتقال رسوب، کانال خودشکل گرفته، اثرات برگشت آب، ساختار دشت سیلابی و بار شستشو، مدل عددی در مقیاس آزمایشگاهی را برای مدلسازی رودخانه‌های واقعی با بستر رسوبی آپدیت کردند. برای مدلسازی یک شاخه اصلی بدون هیچ گونه انشعاب و شاخه فرعی را از خلیج پاپوا تا تقاطع اوریل و به دنبال آن تا محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در رودخانه استریکلند برای مدلسازی در نظر گرفتند. پارکر و همکاران سه حالت را در این مدلسازی بررسی کردند. زمان کل محاسبات برای هر سه حالت ۲۱۰۰۰ سال می‌باشد. حالت A یک حالت مبنا بوده که در آن سطح آب دریا ثابت نگه داشته می‌شود. در حالت B در سه هزار سال اول سطح آب در ارتفاع ۱۲۰ متر زیر سطح مبنا نگه داشته شده، برای ۱۲۰۰۰ سال بعد با نرخ ۱۰ میلیمتر در سال افزایش یافته تا به ارتفاع صفر می‌رسد و برای ۶۰۰۰ سال باقی مانده در همان ارتفاع صفر باقی می‌ماند. حالت C مشابه حالت B است. ولی

در این حالت نرخ تغذیه رسوب با ضریب  $2.92$  از  $0.8$  به  $2.336$  متر مکعب بر ثانیه افزایش می‌یابد. همچنین شیب بستر رسوبی اولیه  $S_{fi}$  با همان ضریب افزایش می‌یابد. نتایج این مدل نشان می‌دهد که افزایش سطح آب دریا باعث برگشت دهانه رودخانه به اندازه  $700$  کیلومتر به سمت بالادست می‌شود. برگشت خودکار دلتا با کمبود رسوب به طور قابل ملاحظه‌ای باعث افزایش ضخامت بستر می‌شود و در اثر افزایش ضخامت بستر، مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی به طور قابل ملاحظه‌ای به سمت بالادست حرکت می‌کند [۱۹].

سیمونا فرانکالانسی و لوکا سولاری<sup>۱</sup> در سال  $2008$  یک روش ساده برای ارزیابی شدت انتقال بار بستر و جهت بسترهای شیب دار با شیب عرضی و طولی بیشتر از  $25$  درجه و در شرایطی که رسوبات یکنواخت بوده و مقادیر تنش شیلدز کم است را ارائه دادند. این روش از یک سری معادلات که متناسب با نتایج بدست آمده از طریق یک مدل نیمه تجربی که توسط پارکر، سمینارا و سولاری در سال  $2003$  ارائه شد می‌باشد، تشکیل شده است. این روش یک توصیف کاملاً غیر خطی از انتقال بار بستر را ارائه می‌دهد. روش ارائه شده می‌تواند به آسانی در هر مدل مورفودینامیکی برای شرح دادن تغییرات توپوگرافی بستر و دینامیک مربوط به بسترهای شیب دار انجام شود [۲۰].

رحمان و عبدالمتین<sup>۲</sup> در سال  $2009$  معادله سن ونانت و معادله پیوستگی رسوب را به روش عددی برای مشخص کردن تغییرات بستر کانال ناشی از عدم تعادل جریان آب و دبی رسوب حل کردند. برای این هدف روش صریح اختلاف محدود مک کورمک استفاده شد و یک مدل ریاضی برای پیش بینی تغییرات بستر کانال رسوبی ناشی از بارگذاری رسوب توسعه داده شد. یک رابطه ساده برای دبی انتقال رسوب به صورت تابعی از سرعت استفاده شد. برای بررسی صحت نتایج مدل عددی، آزمایشات آزمایشگاهی در آزمایشگاه هیدرولیک و مهندسی رودخانه BUET انجام شد. نتایج مدل عددی با نتایج آزمایشگاهی مقایسه شد و نتایج مدل عددی رضایت بخش بود [۲۱].

انریکا ویپرالی و جفری نیترو<sup>۳</sup> و گری پارکر در سال  $2014$  قسمت پایین دست رودخانه می‌سی‌سی‌پی را مدلسازی کردند. آن‌ها قسمتی از رودخانه می‌سی‌سی‌پی به طول  $500$  کیلومتر که به طور هیدرودینامیکی تحت تاثیر خلیج مکزیک قرار دارد را در نظر گرفتند. این ناحیه در بالادست شامل یک انتقال بستر رسوبی به بستر سنگی و در پایین دست شامل یک انتقال بستر سنگی به بستر

<sup>1</sup> Simmona Francalanci and Luca Solari

<sup>2</sup> Rahman and Abdul Matin

<sup>3</sup> Enrica Viparelli and Jeffrey A. Nittrouer

رسوبی است. این محققین یک مدل عددی برای تعیین تغییرات تدریجی بستر رودخانه‌های با شیب کم ارائه دادند. این مدل قادر است تا مورفودینامیک انتقال بستر رسوبی به بستر سنگی و مورفودینامیک انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی را ارائه نماید. داده‌ها از رودخانه می‌سی‌سی‌پی استفاده شد و نتایج مدل عددی با نتایج اندازه‌گیری شده مقایسه شد. همچنین این مدل برای پیش‌بینی تأثیرات پروژه‌های بازسازی دلتا روی تغییرات بستر رودخانه کاربردی می‌باشد [۲۲].

نتایج نهایی این تحقیق به صورت زیر است :

۱. ریخت شناسی کانال با بستر سنگی می‌تواند تعادل کف متحرک رودخانه‌های با شیب کم را مشخص کند. خصوصیات تعادل کف متحرک به شیب ناحیه رسوبی و عمق آب بستگی دارد. وقتی که بستر سنگی به اندازه کافی زیر سطح آب باشد در فرآیندهای انتقال رسوب تأثیری ندارد، بنابراین تعادل کف متحرک مستقل از کف سنگی است. تحت این شرایط کانال به طور کامل با شیب ثابت  $S$  رسوب گذاری شده و شرایط جریان نرمال می‌باشد. حال اگر عمق بستر سنگی زیاد نباشد سطح بستر سنگی می‌تواند در فرآیند انتقال رسوب موثر باشد. در این شرایط دو حالت متفاوت زیر بررسی شدند :

اگر شیب بستر رسوبی بیشتر از شیب بستر سنگی باشد، ناحیه سنگی با یک منحنی متغیر تدریجی M2 در پایین دست مشخص شده و پوشش رسوبی در جهت جریان کاهش می‌یابد. یک انتقال کف رسوبی به سنگی رخ می‌دهد و منحنی متغیر تدریجی M2، تعادل ناحیه رسوبی را مشخص می‌کند.

اگر شیب بستر رسوبی کمتر از شیب بستر سنگی باشد، ریخت شناسی بستر سنگی با یک منحنی متغیر تدریجی M1 مشخص می‌شود و پوشش رسوبی در جهت جریان افزایش می‌یابد. یک انتقال کف سنگی به رسوبی با یک جریان نرمال در ناحیه رسوبی در پایین دست و منحنی متغیر تدریجی M1 در ناحیه سنگی در بالادست شکل می‌گیرد.

۲. این مدل می‌تواند به طور معقول انتقال کف رسوبی به سنگی مشاهده شده در بالادست و انتقال کف سنگی به رسوبی مشاهده شده در پایین دست و الگوی تغییرات ناحیه رسوبی را نسبت به زمان مشخص کند. مقایسه بین نتایج اندازه‌گیری شده و نتایج مدل عددی رسوبات معلق در رودخانه‌های رسوبی و رودخانه‌های با بستر سنگی و رسوبی که ظرفیت انتقال رسوب را در جریان‌های قوی و ضعیف بیان می‌کند، صحت مدل را نشان می‌دهد [۲۲].

یوشا موگید و جاگدیش ساپکاله<sup>۱</sup> در سال ۲۰۱۵ فرآیندهای افزایش ضخامت و کاهش ضخامت بستر رودخانه و تاثیر آنها روی کانال رودخانه را بررسی کردند. این محققین دریافتند که افزایش و کاهش ضخامت بستر رودخانه به دبی رودخانه و انرژی رودخانه که برای انتقال مواد بستر استفاده می‌شود، بستگی دارد [۲۳].

## ۲-۳. جمع بندی

در این فصل به بررسی مطالعات انجام شده در زمینه انتقال رسوب و مدلسازی رودخانه پرداختیم. در ادامه معادلات انتقال رسوب را شرح داده و برای مدلسازی رودخانه از محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در مقیاس حقیقی کد عددی نوشته و برای صحت سنجی نتایج مدل عددی را با داده-های توپوگرافی مقایسه می‌کنیم.

---

<sup>1</sup> Usha R. Mugade and Jagdish B. Sapkale

فصل سوم :

# معادلات انتقال رسوب

### ۳-۱. مقدمه

مورفودینامیک شامل مسائلی می‌شود که در آن پروفیل آب روی یک بستر، با شکل بستر تعامل دارد و هر دوی این‌ها نسبت به زمان تغییر می‌کنند. تغییرات مشخصات جریان باعث تغییرات شکل بستر می‌شود. این تغییرات با فرسایش یا دپو شدن رسوبات ایجاد می‌شود.

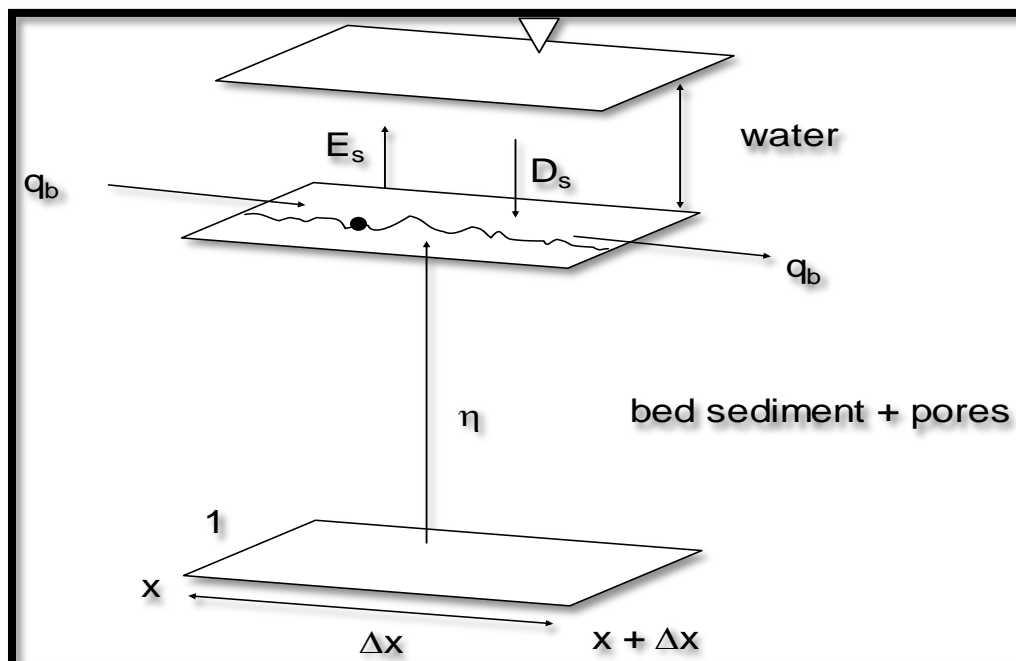
در این فصل به بیان معادلات انتقال رسوب با فرض غیاب شکل بستر<sup>۱</sup> و معادلات بقای رسوب اکسنر و بقای جرم و مومنتوم می‌پردازیم. همچنین مورفودینامیک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی را شرح می‌دهیم.

### ۳-۲. معادله بقای رسوب اکسنر

معادله بقای رسوب ابتدا توسط محقق اتریشی به نام فلیکس ماریا اکسنر در اوایل قرن بیستم بدست آمد. معادله اکسنر، بقای جرم بین رسوب در بستر کانال و مقدار رسوبی که منتقل می‌شود را شرح می‌دهد. یعنی ارتفاع بستر کانال متناسب با مقدار رسوبی که توسط جریان حمل می‌شود، تغییر می‌کند. به عبارت دیگر، اگر مقدار رسوب ورودی در یک ناحیه بیشتر از مقدار رسوب خروجی از آن ناحیه باشد، ارتفاع بستر افزایش می‌یابد.

---

<sup>۱</sup>.bedform



شکل ۳-۱. حجم کنترل برای بدست آوردن معادله اکسنر [۲۴].

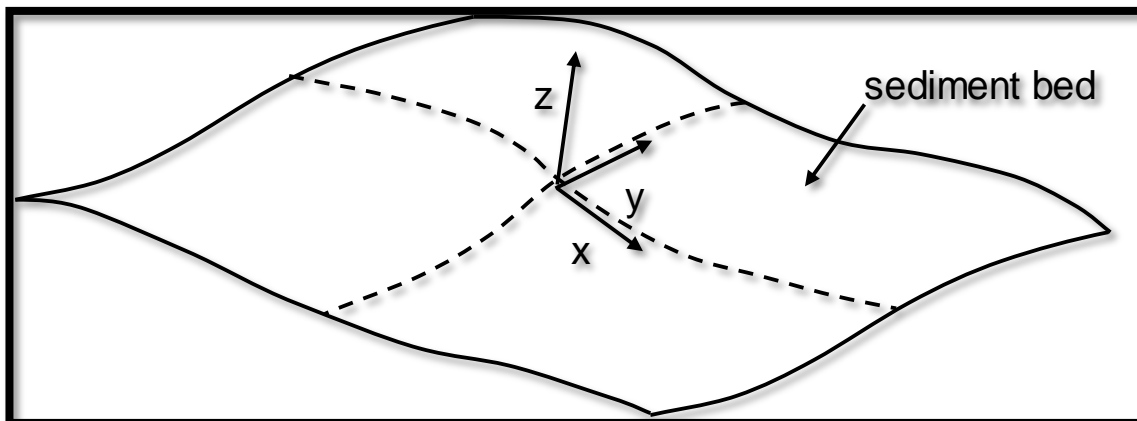
$q_t$  نرخ انتقال حجمی رسوب در واحد عرض و  $\lambda_p$  تخلخل بستر ( نسبت حجم بستر همراه با حفره‌ها به حجم رسوب ) را نشان می‌دهند.  $\rho_s \cdot q_t$  نرخ جرمی انتقال رسوب در واحد عرض و  $\rho_s$  چگالی رسوب می‌باشد. بقای جرم در داخل حجم کنترل با عرض واحد به صورت زیر است :

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_s (1 - \lambda_p) \eta] \Delta x \cdot 1 = \rho_s [q_t |_{x+\Delta x} - q_t |_{x}] \cdot 1 \quad (1-3)$$

یعنی نرخ تغییرات زمانی جرم رسوب در بستر در داخل حجم کنترل با اختلاف جرم رسوب ورودی و خروجی از حجم کنترل برابر است. در نهایت معادله اکسنر در حالت یک بعدی در صورتی که فقط بار بستر داشته باشیم به صورت زیر می‌شود :

$$(1 - \lambda_p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial q_b}{\partial x} \quad (2-3)$$

معادله اکسنر در حالت دو بعدی به صورت زیر است :



شکل ۳-۲. بستر رسوبی در حالت دو بعدی [۲۴].

$$(1 - \lambda_p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q}_b \quad (3-3)$$

در اینجا  $q_b$  نرخ انتقال حجمی رسوب در واحد حجم در حالت دو بعدی در صورتی که فقط بار بستر داشته باشیم، می باشد.

$$\vec{q}_b = q_{bx} \hat{e}_x + q_{by} \hat{e}_y \quad (4-3)$$

$e_x$  و  $e_y$  بردارهای واحد را در جهت های  $x$  و  $y$  نشان می دهند. حال اگر بخواهیم بار ذرات معلق را نیز در معادله بیاوریم، معادله به صورت زیر می شود :

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_s (1 - \lambda_p) \eta] \Delta x \cdot 1 = \rho_s [q_b |_{x} - q_b |_{x+\Delta x}] \cdot 1 \rho_s (D_s - E_s) \Delta x \cdot 1 \quad (5-3)$$

$$(1 - \lambda_p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial q_b}{\partial x} + D_s - E_s \quad (6-3)$$

در اینجا  $E_s$  نرخ حجمی رسوبی که وارد ستون آب می شود و  $D_s$  نرخ حجمی رسوبی که از ستون آب وارد بستر می شود، است. اگر  $C(X,Z,t)$  غلظت حجمی رسوبات معلق را در  $(X,Z,t)$  که روی آشفتگی متوسط گیری شده است باشد، می توان مقادیر  $D_s$  و  $E_s$  را از روابط زیر بدست آورد :



$$D_s = v_s \bar{c}_b \quad (7-3)$$

$$E_s = v_s E \quad (8-3)$$

$C_b$  در اینجا مقدار  $C$  در نزدیکی بستر می‌باشد. در نهایت معادله اکسیر به صورت زیر می‌شود :

$$(1 - \lambda_p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial q_b}{\partial x} + v_s (\bar{c}_b - E) \quad (9-3)$$

### ۳-۳. ساده سازی مقاطع عرضی کانال

مقاطع عرضی کانال رودخانه، شکل‌های پیچیده‌ای دارد. در آنالیز عددی، فرض مستطیل بودن کانال رودخانه، مناسب می‌باشد. بنابراین  $B$  نشان دهنده عرض کانال و  $H$  نشان دهنده عمق کانال است. این مقادیر معادل با عرض و عمق کانال حقیقی است. معمولاً در کانال‌های حقیقی، نسبت عمق به عرض خیلی از یک کمتر است. در نتیجه شعاع هیدرولیکی  $R_h$  مانند کانال مستطیلی تقریب زده می‌شود.

$$R_h \equiv \frac{HB}{B+2H} = \frac{H}{\left(1+\frac{2H}{B}\right)} \cong H \quad (10-3)$$

### ۳-۴. عدد شیلدز

عدد شیلدز، یک عدد بی بعد می‌باشد که توانایی حرکت رسوب را در جریان نشان می‌دهد. عدد شیلدز در حقیقت تنش برشی بی بعد شده می‌باشد و با  $\tau^*$  نشان داده می‌شود.

$$\tau^* = \frac{\tau_b}{\rho R g D} \quad (11-3)$$

در این رابطه  $\tau_b$  تنش برشی در بستر است. عدد شیلدز<sup>۱</sup> را نیز می‌توان به صورت نسبت نیروی درگ جریان اعمال شده به یک ذره به نیروی مقاومت کلمب تعریف کرد. بر این اساس داریم :

<sup>۱</sup>.Shields number

$$\tau^* \sim \frac{\tau_b D^2}{\mu c^{\frac{4}{3}} \pi \rho R g \left(\frac{D}{2}\right)^3} \quad (۱۲-۳)$$

$\mu_c$  ضریب مقاومت مواد بستر می‌باشد. خصوصیات تحرک بستر نیازمند تعریف تنش برشی مرزی در بستر می‌باشد. سرعت متوسط جریان در هر مقطع عرضی طبق رابطه زیر به دست می‌آید :

$$U \equiv \frac{Q}{BH} \quad (۱۳-۳)$$

در این رابطه  $Q$  دبی جریان،  $B$  عرض متوسط کانال معادل و  $H$  عمق متوسط کانال معادل مستطیلی می‌باشد.

### ۳-۵. سرعت برشی

سرعت برشی، یک فرمی است که از طریق آن تنش برشی در واحد سرعت بازنویسی می‌شود. این فرم به عنوان یک روش در مکانیک سیالات برای مقایسه درست سرعت‌ها نسبت به هم از قبیل نسبت سرعت جریان در رودخانه به سرعت مربوط به تنش برشی بین لایه‌های جریان می‌باشد.

سرعت برشی برای شرح دادن پخش و انتشار ذرات در جریان سیال و پروفیل سرعت نزدیک مرز یک جریان

مناسب می‌باشد. سرعت برشی به خوبی نرخ انتشار و انتقال رسوب بستر را اندازه می‌گیرد. سرعت برشی از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$u_* \equiv \sqrt{\frac{\tau_b}{\rho}} \quad (۱۴-۳)$$

### ۳-۶. روابط مقاومت<sup>۱</sup> برای جریان زیر<sup>۲</sup>

در مدلسازی رودخانه، ما نیازمند تعیین ضریب بدون بعد مقاومت بستر  $C_f$  و ضریب مقاومت شزی  $C_z$  می‌باشیم. این مقادیر از روابط زیر بدست می‌آیند :

<sup>۱</sup>.resistance relations

<sup>۲</sup>.rough flow

$$C_f = \frac{\tau_b}{\rho U^2} \quad (15-3)$$

$$C_z \equiv \frac{U}{u_*} = C_f^{-1/2} \quad (16-3)$$

رابطه Keulegan(1938) برای محاسبه  $C_z$  به صورت زیر می باشد :

$$C_z \equiv \frac{U}{u_*} = C_f^{-1/2} = \frac{1}{k} \ln \left( 11 \frac{H}{k_s} \right) \quad (17-3)$$

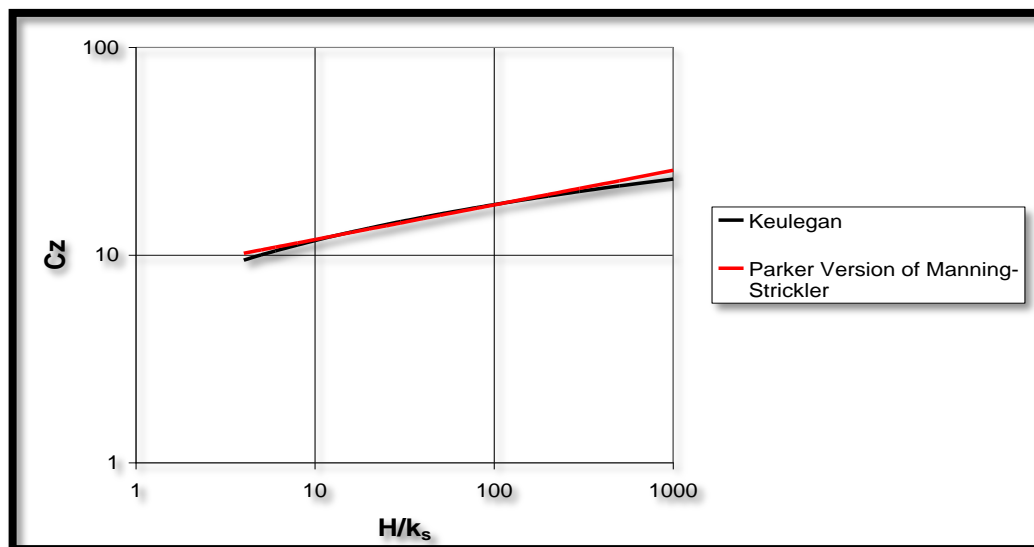
در این رابطه  $k$  ثابت بی بعد کارمن می باشد و مقدار آن ۰.۴ است.  $k_s$  ارتفاع زبری است که مشخص کننده برآمدگی بستر می باشد. رابطه دیگر، رابطه Manning-Strickler می باشد که به صورت زیر است :

$$C_z \equiv \frac{U}{u_*} = C_f^{-1/2} = \alpha_r \left( \frac{H}{k_s} \right)^{1/6} \quad (18-3)$$

در این رابطه  $\alpha_r$  بین ۸ و ۹ است. پارکر مقدار ۸.۱ را برای  $\alpha_r$  پیشنهاد می کند. مقدار  $k_s$  را می توان از رابطه زیر بدست آورد :

$$k_s \cong n_k D_{s90} \quad (19-3)$$

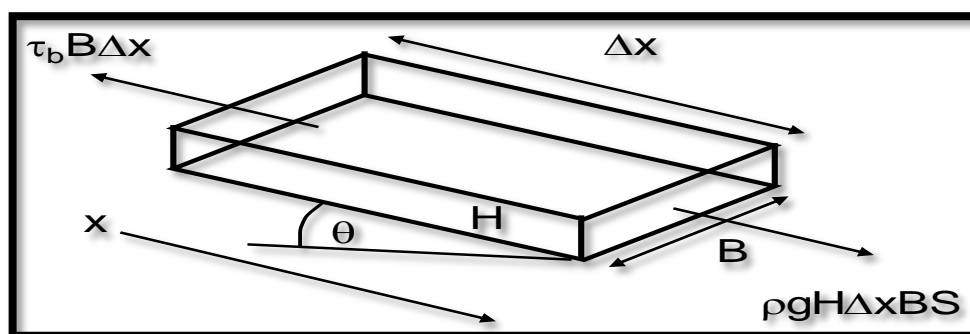
$D_{s90}$  قطری از ذره را نشان می دهد که ۹۰ درصد ذرات از آن قطر کوچکتر می باشند و  $n_k$  یک عدد بدون بعد بین ۱.۵ و ۳ می باشد. نمودار زیر مقایسه بین مقادیر بدست آمده از روابط keulegan و Manning-Strickler می باشد. همانطور که از این نمودار دیده می شود، مقادیر بدست آمده از این روابط تقریباً با هم برابر است.



شکل ۳-۳. مقایسه مقادیر  $C_z$  بدست آمده از روابط Kuelegan و Manning Strickler [۲۴].

### ۳-۷. جریان نرمال

جریان نرمال، یک حالت تعادل بین نیروی محرک گرانش به سمت پایین دست و نیروی مقاومت بستر می‌باشد. در نتیجه خصوصیات جریان نسبت به مکان و زمان ثابت باقی می‌ماند. بنابراین داریم :



شکل ۳-۴. حجم کنترل برای بدست آوردن تنش برشی [۲۴].

$$\rho g H B \Delta x \sin \theta \cong \rho g H B \Delta x S = \tau_b B \Delta x: \quad (3-20)$$

با ساده کردن رابطه زیر بدست می‌آید :

$$\tau_b = \rho gHS \quad (21-3)$$

با جایگذاری معادله ۲۱-۳ در ۳-۱۴ داریم :

$$u_* = \sqrt{gHS} \quad (22-3)$$

حال می‌توانیم ضریب بی بعد مقاومت شزی را برای جریان نرمال با داشتن سرعت برشی به صورت زیر بدست آوریم :

$$Cz_{bf} \equiv \left( \frac{U}{u_*} \right)_{bankfull} = \frac{Q_{bf}}{B_{bf}H_{bf}\sqrt{gH_{bf}S}}, \hat{H} = \frac{H_{bf}}{D_{50}} \quad (23-3)$$

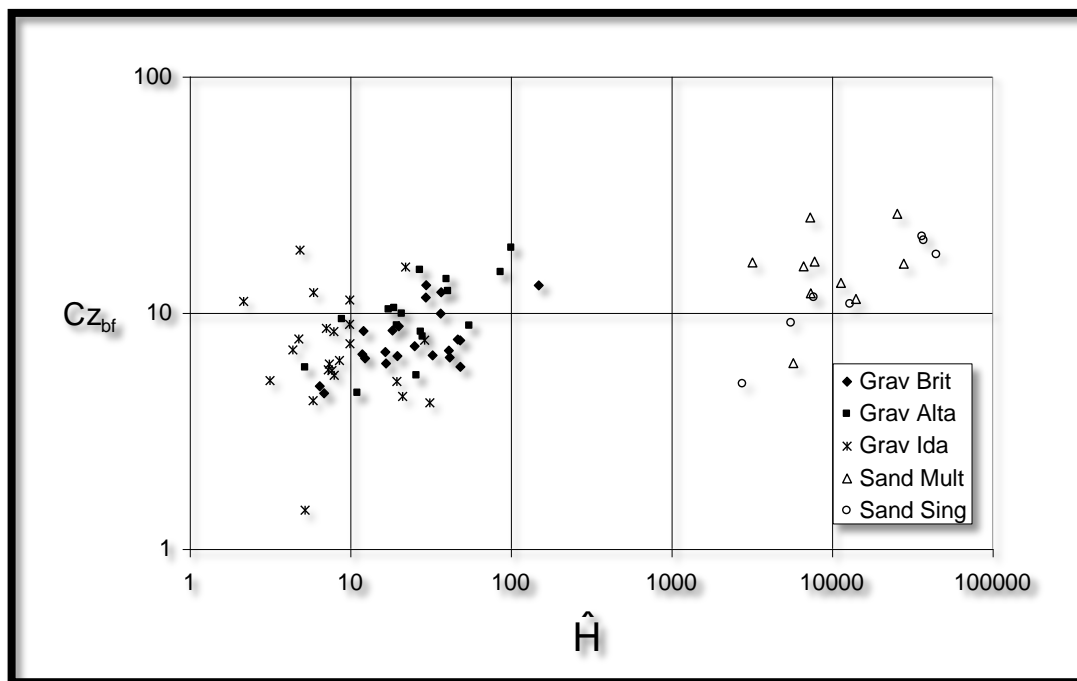
### ۳-۸. رابطه بین دبی آب، شیب بستر و عمق آب در جریان نرمال

رابطه‌ای که برای تنش برشی بستر در حالت جریان نرمال بدست آوردیم را با رابطه ۳-۱۵ ساده می‌کنیم. بنابراین داریم :

$$\rho C_f U^2 = \rho gHS \quad (24-3)$$

$$U = \sqrt{\frac{g}{C_f}} H^{1/2} S^{1/2} = C_z \sqrt{g} H^{1/2} S^{1/2} \quad (25-3)$$

طبق رابطه بقای جرم در حالت جریان نرمال داریم :



شکل ۳-۵. مقادیر  $C_z$  برای رودخانه های مختلف [۲۴].

$$q_w = UH \quad Q_w = q_w B = UHB \quad (۲۶-۳)$$

حال می توانیم  $U$  را از دو طرف معادله ۲۶-۳ حذف کرده و عمق آب ( $H$ ) را بدست آوریم.

$$H = \left( \frac{C_f q_w^2}{gS} \right)^{1/3} \quad (۲۷-۳)$$

بنابراین عدد شیلدز در جریان نرمال به صورت زیر می شود :

$$\tau^* = \frac{\tau_b}{\rho R g D} = \frac{HS}{RD} \quad (۲۸-۳)$$

با جایگذاری رابطه ۲۷-۳ در رابطه ۲۸-۳ داریم :

$$\tau^* = \left( \frac{C_f q_w^2}{gS} \right)^{1/3} \frac{S^{2/3}}{RD} \quad (۲۹-۳)$$

حال اگر رابطه MANNING-STRICKLER برای  $C_f$  را در رابطه ۲۷-۳ قرار دهیم داریم :

$$H = \left( \frac{k_s^{1/3} q_w^2}{\alpha_r^2 g S} \right)^{3/10} \quad (30-3)$$

و رابطه ۲۵-۳ به صورت زیر می‌شود :

$$U = \sqrt{\frac{g}{C_f}} H^{1/2} S^{1/2} = \alpha_r \frac{\sqrt{g}}{k_s^{1/6}} H^{2/3} S^{1/2} \quad (31-3)$$

$$U = \frac{1}{n} H^{2/3} S^{1/2} , \quad \frac{1}{n} = \alpha_r \frac{\sqrt{g}}{k_s^{1/6}} \quad (32-3)$$

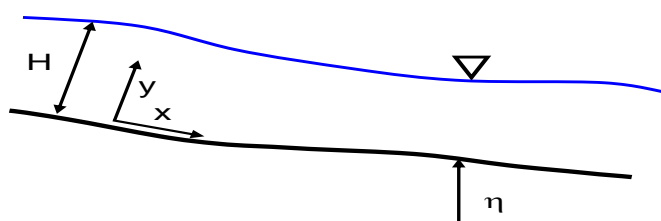
در این رابطه  $n$  ضریب مانینگ می‌باشد.

اگر رابطه ۳۰-۳ را در رابطه ۲۸-۳ قرار دهیم، عدد شیلدز به صورت زیر برای جریان نرمال بدست می‌آید :

$$\tau^* = \left( \frac{k_s^{1/3} q_w^2}{\alpha_r^2 g S} \right)^{3/10} \frac{S^{7/10}}{RD} \quad (33-3)$$

### ۹-۳. معادلات آب‌های کم عمق سن و نانت<sup>۱</sup>

در اینجا معادلات جریان غیر ماندگار و غیر یکنواخت در کانال‌های باز را که شامل معادله بقای جرم و بقای مومنتوم می‌شوند را بیان می‌کنیم. رابطه بقای جرم و مومنتوم به ترتیب به صورت زیر می‌باشند :



شکل ۳-۶. پروفیل سطح آب و بستر رودخانه [۲۴].

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} = 0 \quad (34-3)$$

<sup>۱</sup>.St. Venant

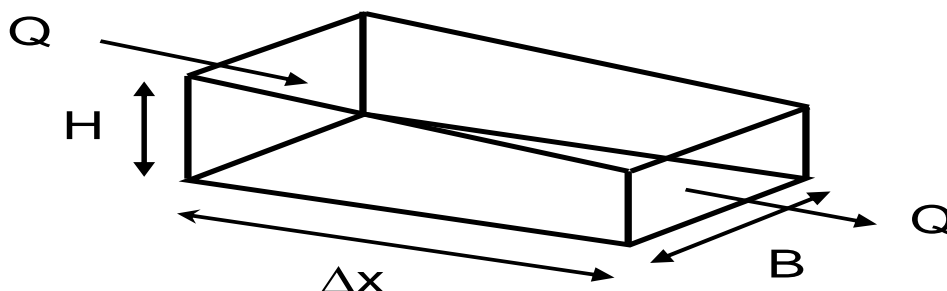
$$\frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial U^2 H}{\partial x} = -\frac{1}{2}g \frac{\partial H^2}{\partial x} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - C_f U^2 \quad (35-3)$$

برای اثبات رابطه بقای جرم، حجم کنترلی مانند شکل ۳-۷ را در نظر می‌گیریم. نرخ تغییرات زمانی جرم در داخل حجم کنترل برابر با اختلاف جرم خروجی و ورودی به حجم کنترل می‌باشد. بنابراین داریم :

$$\frac{\partial \rho H B \Delta x}{\partial t} = \rho U H B \Big|_x - \rho U H B \Big|_{x+\Delta x} = -\rho B \frac{\partial U H}{\partial x} \Delta x \quad (36-3)$$

با فرض ثابت بودن مقدار B رابطه ۳-۳۶ به صورت زیر می‌شود :

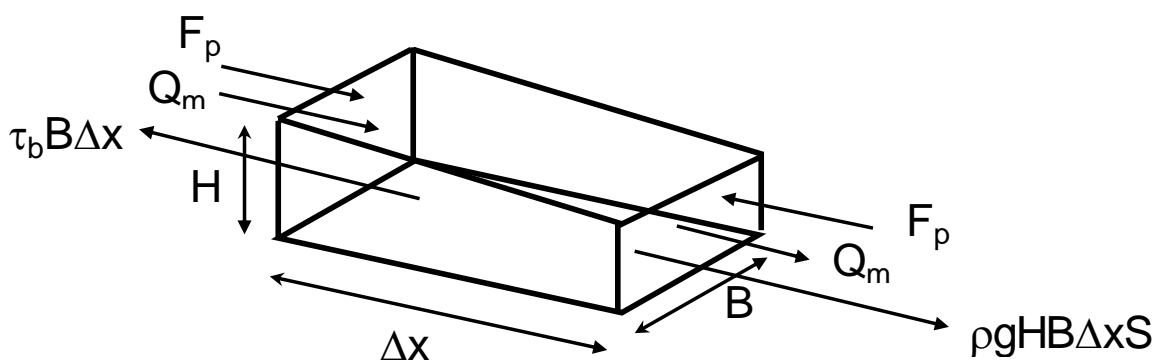
$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial U H}{\partial x} = 0 \quad (37-3)$$



شکل ۳-۷. حجم کنترل برای بدست آوردن رابطه بقای جرم [۲۴].

برای بدست آوردن رابطه بقای مومنتوم حجم کنترلی مانند شکل ۳-۸ را در نظر می‌گیریم. نرخ زمانی تغییرات مومنتوم در داخل حجم کنترل با مجموع برآیند نیروها و نرخ مومنتوم خالص ورودی برابر است. بنابراین داریم :





شکل ۳-۸. حجم کنترل برای بدست آوردن رابطه بقای مومنتوم [۲۴].

$$\frac{\partial \rho H B \Delta x}{\partial t} = \rho U^2 H B \Big|_x - \rho U^2 H B \Big|_{x+\Delta x} + \frac{1}{2} \rho g H^2 B \Big|_x - \frac{1}{2} \rho g H^2 B \Big|_{x+\Delta x} - \rho g H B \Delta x \frac{\partial \eta}{\partial x} - \rho C_f U^2 \Delta x B \quad (38-3)$$

با ساده سازی رابطه بقای مومنتوم بدست می آید :

$$\frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial U^2 H}{\partial x} = -gH \frac{\partial H}{\partial x} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - C_f U^2 \quad (39)$$

### ۳-۱۰. جریان متغیر تدریجی و ماندگار

در حالت جریان ماندگار و متغیر تدریجی ( غیر یکنواخت )، معادله بقای جرم به صورت زیر می شود :

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} = 0 \rightarrow UH = q_w = constant \quad (40-3)$$

بنابراین داریم :

$$U = \frac{q_w}{H} \rightarrow \frac{dU}{dx} = -\frac{q_w}{H^2} \frac{dH}{dx} \quad (41)$$

معادله بقای مومنتوم نیز به صورت زیر ساده می شود :

$$\frac{\partial U^2 H}{\partial x} = -\frac{1}{2} g \frac{\partial H^2}{\partial x} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - C_f U^2 \quad (42)$$

طبق قاعده مشتق داریم :

$$\frac{dU^2H}{dx} = U \frac{dUH}{dx} + UH \frac{dU}{dx} \quad (۳)$$

(۴۳)

بنابراین معادله بقای مومنتوم به صورت زیر ساده می شود :

$$U \frac{dU}{dx} = -g \frac{dH}{dx} - g \frac{d\eta}{dx} - C_f \frac{U^2}{H} \quad (۳)$$

(۴۴)

با جایگذاری رابطه ۳-۴۱ در رابطه ۳-۴۴ می توانیم معادله جریان متغیر تدریجی را به صورت زیر بنویسیم :

$$\frac{dH}{dx} = \frac{S-S_f}{1-Fr^2} \quad (۳)$$

(۴۵)

در این معادله داریم :

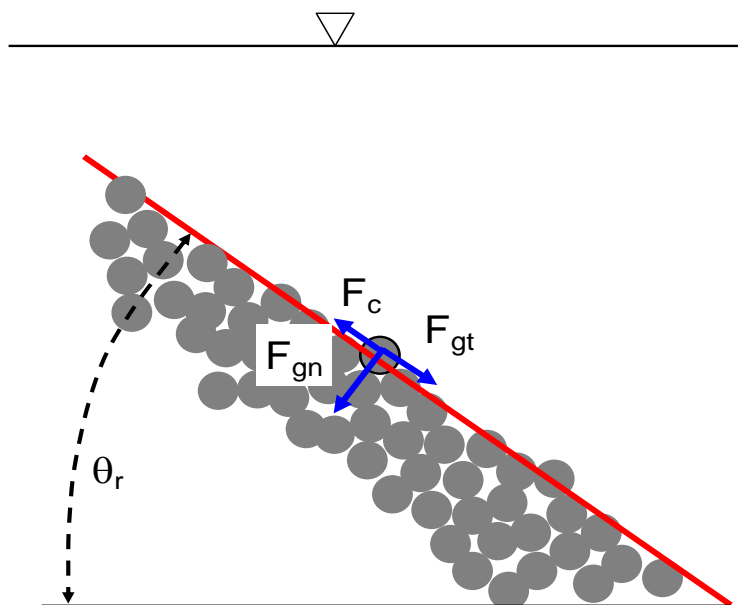
$$S = -\frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad Fr^2 = \frac{q_w^2}{gH^3} = \frac{U^2}{gH}, \quad S_f = C_f Fr^2 \quad (۳)$$

(۴۶)

در این رابطه  $Fr$  عدد فرود جریان و  $S_f$  شیب خط انرژی را نشان می دهد. برای جریان ماندگار روی یک بستر ثابت، شیب بستر  $S$  ( که می تواند تابعی از  $X$  باشد ) و دبی آب در واحد عرض  $q_w$  معلوم است. بنابراین معادله برگشت آب یک معادله دیفرانسیل مرتبه اول نسبت به  $H$  می باشد و برای حل آن نیازمند یک مقدار مشخص  $H$  در یک نقطه به عنوان یک شرط مرزی می باشیم.

### ۳-۱۱. زاویه ایستایی ذرات

توده ای از رسوبات در زاویه ایستایی  $\theta_r$  شرایط آستانه ای را بیان می کند. هرگونه اختلال جزئی باعث ریزش توده رسوب می شود. در اینجا توده ای از رسوبات زیر آب قرار دارند. یک ذره را در این توده در نظر می گیریم.



شکل ۳-۹. توده ذرات در حالت سکون [۲۴].

نیروی جاذبه در جهت شیب به صورت زیر به دست می‌آید :

$$F_{gt} = \frac{4}{3} \rho_s \pi g \left(\frac{D}{2}\right)^3 \sin \theta_r - \frac{4}{3} \rho \pi g \left(\frac{D}{2}\right)^3 \sin \theta_r = \frac{4}{3} \rho \pi R g \left(\frac{D}{2}\right)^3 \sin \theta_r \quad (۳) \quad (۴۷)$$

$$R = \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \quad (۳) \quad (۴۸)$$

نیروی عمودی خالص به صورت زیر است :

$$F_{gn} = \frac{4}{3} \rho \pi R g \left(\frac{D}{2}\right)^3 \cos \theta_r \quad (۳) \quad (۴۹)$$

نیروی مقاومت کلمب نیز به صورت زیر به دست می‌آید :

$$F_{gn} = \frac{4}{3} \rho \pi R g \left(\frac{D}{2}\right)^3 \cos \theta_r \quad (۳) \quad (۵۰)$$

طبق تعادل نیروها در جهت شیب داریم :

$$F_{gt} - F_c = 0 \quad (3-)$$

(51)

با ساده سازی در نهایت به رابطه زیر می‌رسیم :

$$\tan \theta_r = \mu_c \quad (3-)$$

(52)

برای رسوبات طبیعی زاویه سکون  $\theta_r$  بین ۳۰ تا ۴۰ درجه است.

### ۳-۱۲. نرخ انتقال رسوب

نرخ انتقال رسوب در واحد حجم را با  $q_b$  نشان می‌دهیم. فرض افزایش دبی انتقال رسوب با افزایش دبی آب یا سرعت جریان، منطقی می‌باشد. عدد بی بعد انیشتین به صورت زیر محاسبه می‌شود :

$$q_b^* = \frac{q_b}{\sqrt{RgD} D} \quad (3-)$$

(53)

همه روابطی که برای دبی رسوب در این پایان نامه بررسی می‌شوند، به شرط غیاب بدفرم صحیح می‌باشند. رابطه اصلی دبی رسوب، رابطه Meyer-Peter and Müller می‌باشد که به صورت زیر است :

$$q_b^* = 8(\tau^* - \tau_c^*)^{3/2} \quad , \quad \tau_c^* = 0.047 \quad (3-)$$

(54)

در این رابطه عدد شیلدز بحرانی می‌باشد. عدد شیلدز بحرانی، کمترین مقدار عدد شیلدز می‌باشد که رسوبات شروع به حرکت می‌کنند. عدد شیلدز بحرانی از رابطه زیر بدست می‌آید :

$$\tau_c^* = 0.5 [0.22 Re_p^{-0.6} + 0.06 \cdot 10^{(-7.7 Re_p^{-0.6})}] \quad (3-55)$$

اگر رودخانه ماسه‌ای باشد، انتقال ماسه بر حسب رابطه انتقال رسوب Engelund and Hansen می‌باشد [۲۳]. این رابطه هم برای رودخانه و هم برای کانال‌های آزمایشگاهی مناسب است. این رابطه به صورت زیر است :

$$q^* = \frac{0.05}{C_f} (\tau^*)^{5/2} \quad (3)$$

(56)

روابط معمول دیگر برای تعیین نرخ حجمی انتقال رسوب در واحد عرض به ترتیب، رابطه انیشتین [24]، رابطه آشیدا و میچئو [25]، رابطه انگلند و فردسو [26]، رابطه فرناندز و ون بیک [27] و رابطه پارکر [28] به صورت زیر می‌باشند :

$$1 - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-(0.143/\tau^*)-2}^{+(0.143/\tau^*)-2} e^{-t^2} dt = \frac{43.5 q_b^*}{1+43.5 q_b^*} \quad (3)$$

(57)

$$q_b^* = 17(\tau^* - \tau_c^*)(\sqrt{\tau^*} - \sqrt{\tau_c^*}), \tau_c^* = 0. \quad (3)$$

(58)

$$q_b^* = 18.74(\tau^* - \tau_c^*)(\sqrt{\tau^*} - 0.7\sqrt{\tau_c^*}), \tau_c^* = 0.05 \quad (3)$$

(59)

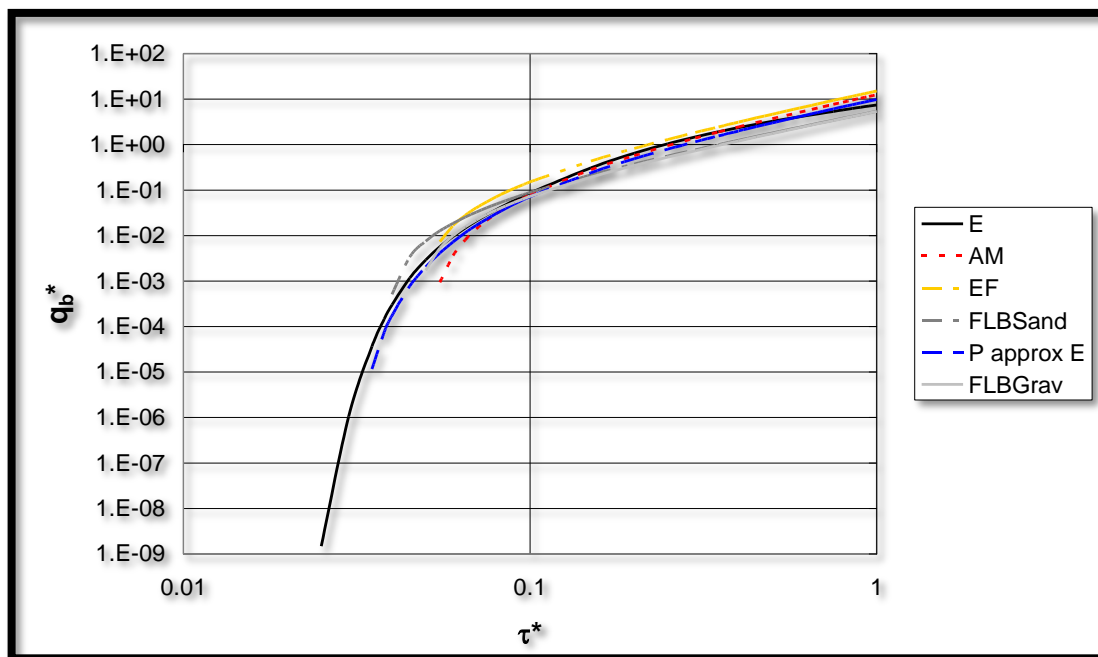
$$q_b^* = 5.7(\tau^* - \tau_c^*)^{1.5}, \tau_c^* = 0.037 \sim 0.0455 \quad (3)$$

(60)

$$q_b^* = 11.2(\tau^*)^{1.5} \left(1 - \frac{\tau_c^*}{\tau^*}\right)^{4.5}, \tau_c^* = 0.03 \quad (3)$$

(61)

در شکل زیر مقایسه بین مقادیر به دست آمده برای دبی رسوب به ازای اعداد شیلدز مختلف، آمده است.



شکل ۳-۱۰. مقایسه مقادیر دبی انتقال رسوب بدست آمده از روابط مختلف [۲۴].

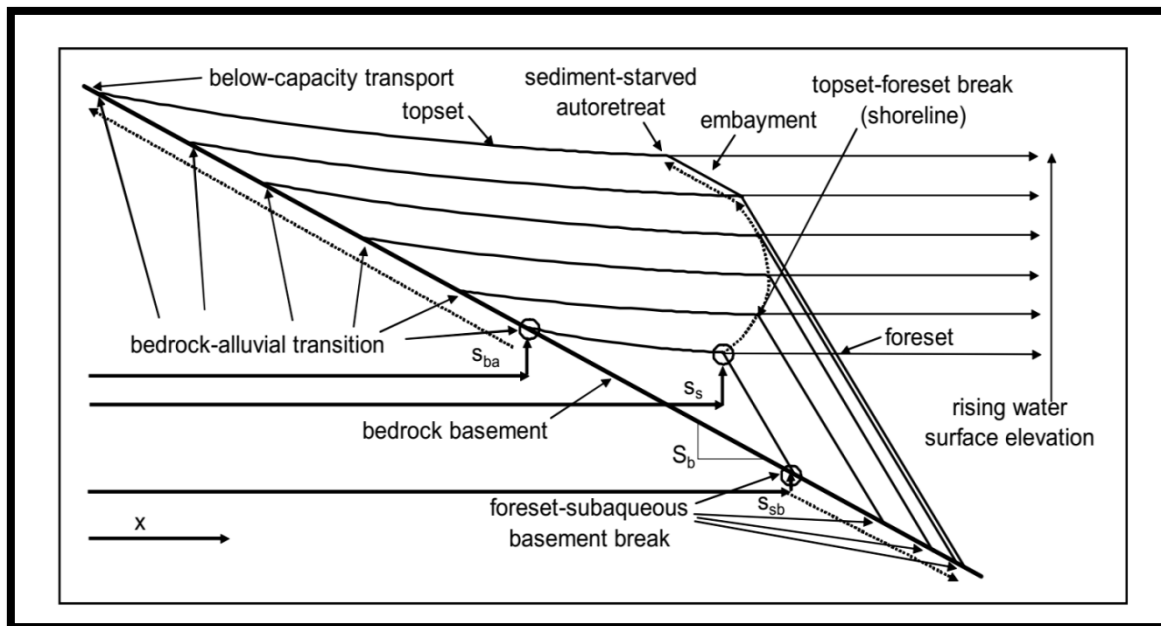
### ۳-۱۳. مورفودینامیک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی

#### ۳-۱۳-۱. معادلات در مقیاس آزمایشگاهی

یک کانال با بستر سنگی، شیب ثابت  $S_b$  دارد و آب را با دبی در واحد عرض  $q_w$  انتقال می‌دهد. ذرات با قطر  $D$  در انتهای بالادست با دبی تغذیه می‌شوند. شرایط مرزی با دایره‌های تو خالی در شکل زیر نشان داده شده‌اند. این مدل شامل سه شرط مرزی متحرک می‌باشد: نقطه انتقال بستر سنگی به رسوبی در بالادست، نقطه انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی<sup>۱</sup> و نقطه انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی<sup>۲</sup> [۳۰].

<sup>۱</sup>.topset – foreset break

<sup>۲</sup>.foreset – basement break



شکل ۳-۱۱. تغییرات دلتا با افزایش سطح آب دریا [۳۰].

مکان انتقال بستر سنگی به رسوبی با  $S_{ba}$  و مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی با  $S_s$  و مکان انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی با  $S_{sb}$  نشان داده می‌شود. علاوه بر این  $\eta$  ارتفاع بستر رسوبی،  $\eta_{base}$  ارتفاع بستر سنگی و  $S_b$  شیب بستر سنگی که رسوب روی آن جمع می‌شود را نشان می‌دهد.  $S_{fore}$  زاویه سکون<sup>۱</sup> رسوب بوده که باید از شیب بستر سنگی بیشتر باشد. در آزمایش موتو این زاویه برابر با ۳۵ درجه می‌باشد. نرخ افزایش سطح مینا با  $\xi$  نشان داده می‌شود. این مقدار در آزمایش موتو ثابت است.

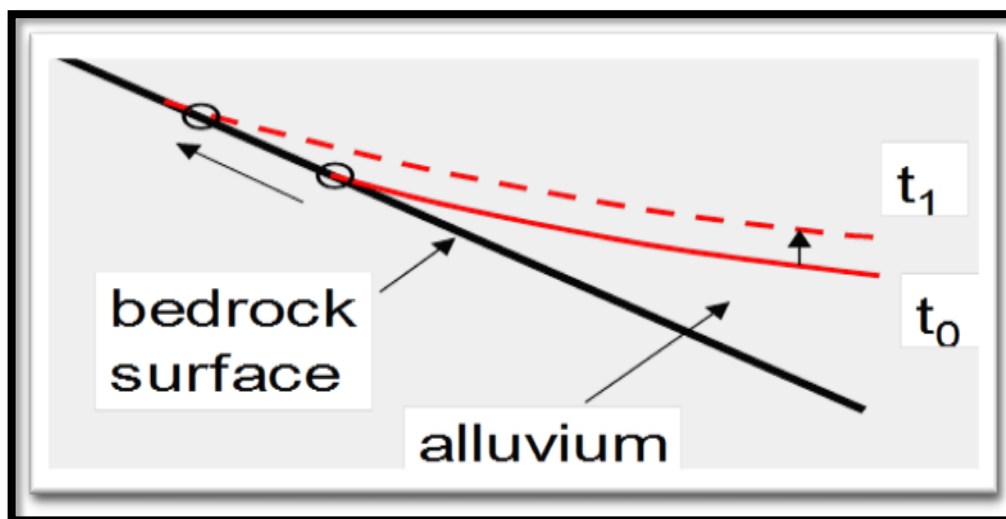
انتقال محل کف سنگی به رسوبی می‌تواند در اثر تغییرات تغذیه رسوب از بالادست و یا تغییرات سطح مینا در پایین دست، به سمت بالادست یا پایین دست حرکت کند. شکل زیر موردی را که ناحیه رسوبی در اثر

حرکت به سمت بالادست محل انتقال کف سنگی به رسوبی ضخیم می‌شود را نشان می‌دهد.

ناحیه رسوبی از محل انتقال بستر سنگی به رسوبی با ارتفاعی برابر با ارتفاع بستر سنگی شروع شده و در ارتفاعی برابر با ارتفاع آب ساکن تمام می‌شود. شرط مرزی در انتهای بالادست ناحیه رسوبی، شرط تغذیه رسوب می‌باشد که به صورت زیر است [۳۰]:

<sup>۱</sup>.angle of repose

$$q_{ps}|_{x=s_{ba}} = q_{psf} \quad (۶۲-۳)$$



شکل ۳-۱۲. افزایش ضخامت ناحیه رسوبی [۳۰].

$q_{psf}$  نرخ تغذیه رسوب<sup>۱</sup> در بالادست می‌باشد. در محل انتقال بستر سنگی به رسوبی ارتفاع بستر سنگی با بستر رسوبی با هم برابر است. بنابراین داریم :

$$\eta_{ba}(t) = \eta[s_{ba}(t), t] = \eta_{base}[s_{ba}(t)] \quad (۶۳-۳)$$

از دو طرف رابطه بالا نسبت به زمان مشتق می‌گیریم. بنابراین رابطه زیر برای محاسبه سرعت حرکت مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی بدست می‌آید :

$$\dot{s}_{ba} = - \frac{1}{S_b - S_{aba}} \frac{\partial \eta}{\partial t} |_{s_{ba}} \quad (۶۴-۳)$$

$S_{aba}$  شیب بستر رسوبی در محل انتقال بستر سنگی به رسوبی و  $S_b$  شیب بستر سنگی را نشان می‌دهد.

<sup>۱</sup>.sediment feed rate



$$S_{aba} = -\frac{\partial \eta}{\partial x} |_{S_{ba}} \quad , \quad S_b = -\frac{\partial \eta_{base}}{\partial x} \quad (۶۵-۳)$$

معادله ۶۴-۳ دو حالت زیر را تضمین می کند :

۱- اگر ضخامت بستر با گذشت زمان افزایش یابد، با توجه به رابطه ۶۴-۳ مقدار  $\dot{S}_{ba}$  منفی

شده و مکان انتقال بستر سنگی به رسوبی به سمت بالادست حرکت می کند.

۲- اگر ضخامت بستر رسوبی با گذشت زمان کاهش یابد، مقدار  $\dot{S}_{ba}$  مثبت شده و مکان

انتقال بستر سنگی به رسوبی به سمت پایین دست حرکت می کند [۳۰].

یک شرط پیوستگی در خط ساحلی، جاییکه سطح آب رودخانه برابر با ارتفاع آب ساکن است، منعقد می شود. عمق آب را با  $H(x,t)$  نشان می دهیم.

$$\eta[S_s(t), t] + H[S_s(t), t] = \xi_i + \xi t \quad (۶۶-۳)$$

$\xi_i$  ارتفاع اولیه سطح مبنا را نشان می دهد. در رابطه با آزمایشات موتو، عمق آب خیلی کم می باشد ( در حدود یک میلیمتر )، بنابراین معادله ۶۶-۳ می تواند به صورت زیر تقریب زده شود :

$$\eta_s = \eta[S_s(t), t] = \xi_i + \xi t \quad (۶۷-۳)$$

از معادله بالا نسبت به زمان مشتق گرفته، در نتیجه داریم :

$$\frac{d\eta_s}{dt} = \xi \quad (۶۸-۳)$$

معادله ۶۸-۳ مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی را به خط ساحلی وصل می کند. مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی هماهنگ با سطح آب دریا به سمت بالا دست یا پایین دست حرکت می کند. این شرط در مقیاس آزمایشگاهی کاملاً درست می باشد، ولی در شرایط واقعی ضعیف است.

بعد از خط ساحلی، رسوب در زیر آب با شیب  $S_{fore}$  نزول پیدا می کند. پروفیل این ناحیه به صورت زیر است:

$$\eta = \eta_s - S_{fore}(x - S_s) \quad (۶۹-۳)$$

در آزمایش موتو همه رسوبی که به خط ساحلی می‌رسد در قسمت جلویی دلتا جمع می‌شوند. شرط مرزی در محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی به صورت زیر می‌باشد :

$$q_{ps}|_{x=S_{sb}} = 0 \quad (۷۰-۳)$$

شرط پیوستگی در محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی به صورت زیر است :

$$\eta[S_s(t), t] = \eta_s - S_{fore}(S_{sb} - S_s) = \eta_{base}[S_{sb}(t)] \quad (۷۱-۳)$$

از معادله بالا نسبت به زمان مشتق می‌گیریم و با معادله ۶۸-۳ ساده می‌کنیم. بنابراین رابطه زیر برای محاسبه سرعت حرکت مکان انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی بدست می‌آید [۳۰] :

$$\dot{S}_{sb} = \frac{S_{fore}}{S_{fore}-S_b} \dot{S}_s + \frac{1}{S_{fore}-S_b} \dot{\xi} \quad (۷۲-۳)$$

اگر دلتا به سمت جلو حرکت کند ( دلتا برگشت نکند )، سرعت حرکت خط ساحلی را می‌توانیم با انتگرال‌گیری در محدوده  $x=S_s$  تا  $x=S_{sb}$  بدست آوریم. بدین صورت که ابتدا از معادله ۶۹-۳ نسبت به زمان مشتق می‌گیریم و با معادله ۶۸-۳ ساده می‌کنیم. داریم :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \dot{\xi} + S_{fore} \dot{S}_b \quad (۷۳-۳)$$

ابتدا با توجه به معادله اکسندر مقدار  $\frac{\partial \eta}{\partial t}$  را جایگزین می‌کنیم. سپس در محدوده  $S_s$  تا  $S_{sb}$  انتگرال‌گیری کرده و با معادله ۷۰-۳ ساده می‌کنیم. سرعت محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی با معادله زیر بدست می‌آید :

$$\dot{S}_s = \frac{1}{S_{fore}} \left( \frac{q_{pss}}{S_{sb}-S_s} - \dot{\xi} \right) \quad (۷۴-۳)$$

بدین ترتیب پیشانی دلتا مطابق با رسوبی که به خط ساحلی می‌رسد، به سمت جلو حرکت می‌کند. اگر سطح آب دریا با نرخ زیاد افزایش یابد، اثرات تحویل رسوب به جلوی دلتا می‌تواند خنثی شود و در نتیجه جلوی دلتا برگشت می‌کند. این برگشت ناگهانی دلتا، autoretreat را نشان می‌دهد. بنابراین در این حالت باید شرط زیر را در نظر بگیریم [۳۰] :

$$q_{ps}|_{x=s_s} = 0 \quad (75-3)$$

### ۳-۱۳-۲. معادلات در مقیاس حقیقی

در حالت کلی ساختار مدل عددی استفاده شده برای مطالعه واکنش مدل آزمایشگاهی موتو به افزایش سطح آب دریا، مستقیماً برای رودخانه‌های حقیقی قابل استفاده نیست. تغییرات کوچکی باید در مدل انجام گیرد تا بتوان از آن در رودخانه‌های حقیقی استفاده کرد. این تغییرات به شرح زیر می‌باشد [۳۱] :

### ۳-۱۳-۲-۱. ضریب تناوب جریان

جریان در رودخانه‌ها دو نوع است، جریان آرام و جریان سیلابی. رودخانه‌ها در جریان آرام غیر فعال می‌باشند، یعنی هیچ گونه رسوبی را منتقل نمی‌کنند ولی در جریان سیلابی، جریان در رودخانه رسوبات را منتقل می‌کند.

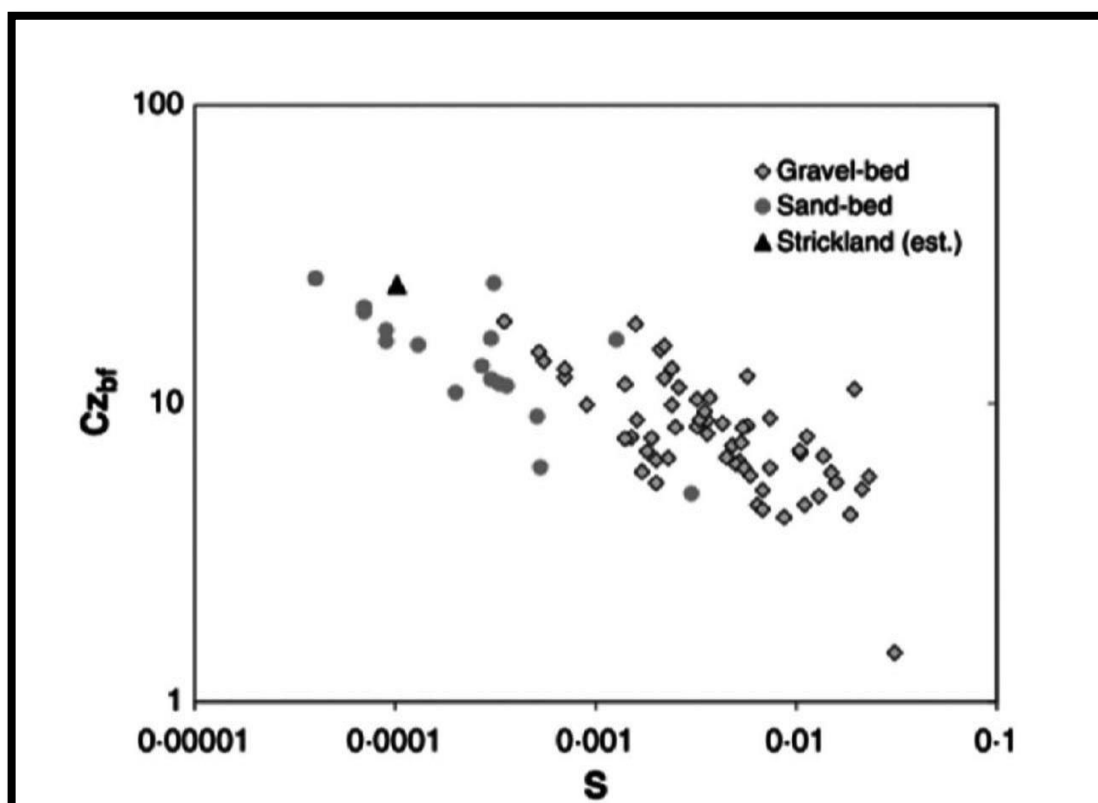
در اصل، دبی جریان باید برحسب هیدروگراف پر سالیانه با تغییرات متناظر تغذیه رسوب در انتهای بالادست بیان شود. ولی در این پایان نامه از ضریب تناوب جریان  $I_f$  استفاده می‌شود. به این معنی که، رودخانه برای کسر  $I_f$  از زمان به صورت سیلابی بوده و فعال می‌باشد. دبی آب به صورت دبی حالت پر  $Q_{bf}$  تقریب زده می‌شود. نرخ تغذیه رسوب در واحد زمان با  $Q_{sbff}$  نشان داده می‌شود. بنابراین میانگین نرخ تغذیه سالیانه رسوب با  $I_f Q_{sbff}$  تقریب زده می‌شود [۳۱].

### ۳-۱۳-۲-۲. رابطه مناسب برای انتقال رسوب

دبی انتقال ماسه با رابطه انتقال رسوب Engelund and Hansen بدست می‌آید. از این رابطه علاوه بر کانالهای آزمایشگاهی، در رودخانه‌های ماسه‌ای نیز می‌توان استفاده کرد. این رابطه به فرم زیر می‌باشد :

$$q^* = \frac{0.05}{C_f} (\tau^*)^{5/2} \quad (۷۶-۳)$$

در رابطه بالا،  $q^*$  عدد بی بعدانیشترین و  $\tau^*$  عدد بی بعد شیلدز و  $C_f$  ضریب بی بعد مقاومت کف می-باشد. در این مدل ضریب سزی برای رودخانه داده شده در حالت پر ثابت در نظر گرفته می‌شود. شکل ۳-۱۳ نمودار  $C_{Z_{bf}}$  در مقابل شیب بستر را برای رودخانه‌های ماسه‌ای با  $D < 0.5 \text{ mm}$  نشان می‌دهد. همانطور که از شکل مشخص است، مقدار  $C_{Z_{bf}}$  در رودخانه‌های ماسه‌ای بین ۸ و ۲۶ می‌باشد [۳۰].



شکل ۳-۱۳. مقدار  $C_z$  برای رودخانه‌های ماسه‌ای [۳۱].

### ۳-۱۳-۲-۳. کانال خود شکل گرفته<sup>۱</sup>

یک رودخانه هندسه کانال و دشت سیلابیش را خودش می‌سازد. خصوصیات کانال خود شکل گرفته می‌تواند بر حسب پارامترهای حالت پر شرح داده شوند. در اینجا ما می‌خواهیم عمق حالت پر  $H_{bf}$  و عرض حالت پر  $B_{bf}$  رودخانه و شیب بستر را بدست آوریم. بدیهی است که ما به سه معادله نیاز داریم

<sup>۱</sup>.self-formed channel

تا بتوانیم این سه مجهول را بدست آوریم. قبل از اقدام لازم است تا برخی از روابط بقا را معرفی کنیم. رابطه بین نرخ انتقال حجمی ماسه در طول جریان سیلاب  $Q_{sbf}$  و نرخ انتقال حجمی ماسه در واحد عرض  $q_{sbf}$  به صورت زیر است.

$$Q_{sbf} = q_{sbf} B_{bf} \quad (77-3)$$

رابطه بین  $Q_{bf}$  و  $H_{bf}$  و  $U_{bf}$  در حالت جریان پر به صورت زیر می باشد :

$$Q_{bf} = U_{bf} B_{bf} H_{bf} \quad (78-3)$$

بنابراین اگر جریان یکنواخت و ماندگار باشد، با توجه به بقای مومنتوم در جهت جریان داریم :

$$\tau_{bbf} = \rho g H_{bf} S \quad (79-3)$$

اولین معادله از این سه معادله نیازمند مشخص کردن هندسه حالت پر رودخانه می باشد. با ساده کردن معادله ۳-۲۱ با معادلات ۳-۱۳ و ۳-۱۵ داریم :

$$\left( \frac{\hat{Q}}{C_{zbf} \hat{B} \hat{H}} \right)^2 = \hat{H} S \quad (80-3)$$

$Q$  دبی حالت پر بدون بعد و  $B$  عرض حالت پر بی بعد و  $H$  عمق حالت پر بی بعد را نشان می دهد. این پارامترهای بی بعد به صورت زیر تعیین می شود [۳۰] :

$$\hat{Q} = \frac{Q_{bf}}{\sqrt{g D D^2}} , \quad \hat{B} = \frac{B_{bf}}{D} , \quad \hat{H} = \frac{H_{bf}}{D} \quad (81-3)$$

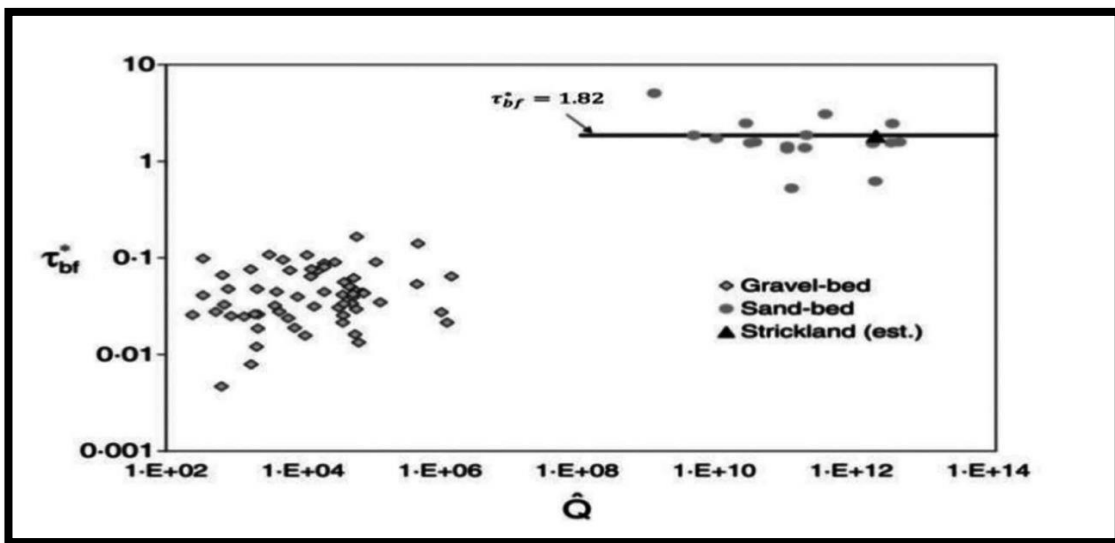
### ۳-۱۳-۲-۴. شیلدز فرم<sup>۱</sup>

فرض می شود که رودخانه ها با دشت سیلابیشان به سمت دستیابی به یک عدد شیلدز حالت پر ثابت، تکامل می یابند. یعنی :

<sup>۱</sup>.shieldsform

$$\tau_{bf}^* \cong \tau_{form}^* \quad (۸۲-۳)$$

پارکر شواهدی را برای رودخانه‌های ماسه‌ای با اندازه ذرات کمتر از ۰.۵ میلی‌متر و شواهدی مشابه برای رودخانه‌های شنی فراهم کرد. این داده‌ها در شکل زیر نشان داده شده‌اند. در مورد رودخانه‌های ماسه‌ای شیلدز فرم برابر با ۱.۸۲ می‌باشد که از میانگین‌گیری از داده‌های شکل ۳-۱۴ بدست آمده است [۳۱].



شکل ۳-۱۴. مقدار عدد شیلدز برای رودخانه‌های شنی و ماسه‌ای [۳۱].

در نهایت با در نظر گرفتن شیلدز فرم، نرخ انتقال رسوب از رابطه زیر بدست می‌آید :

$$Q_{sbf} = B_{bf} \sqrt{RgDD} \times 0.05 C z_{bf}^2 (\tau_{form}^*)^{2.5} \quad (۸۳-۳)$$

### ۳-۱۳-۲-۵. برگشت آب<sup>۱</sup>:

در مقابل آزمایشات موتو، در رودخانه‌های ماسه‌ای در مقیاس بزرگ عدد فرود در جریان‌های سیلابی خیلی کم می‌باشد. به همین دلیل اثرات برگشت آب به سمت بالادست گسترش می‌یابد. از معادله ۳-۴۴ به طور مستقیم نمی‌توانیم در رودخانه‌های با بستر رسوبی استفاده کنیم. چون برای بدست آوردن معادله استاندارد برگشت آب، فرض بر این بوده که عرض کانال ثابت است. در رودخانه‌های با بستر

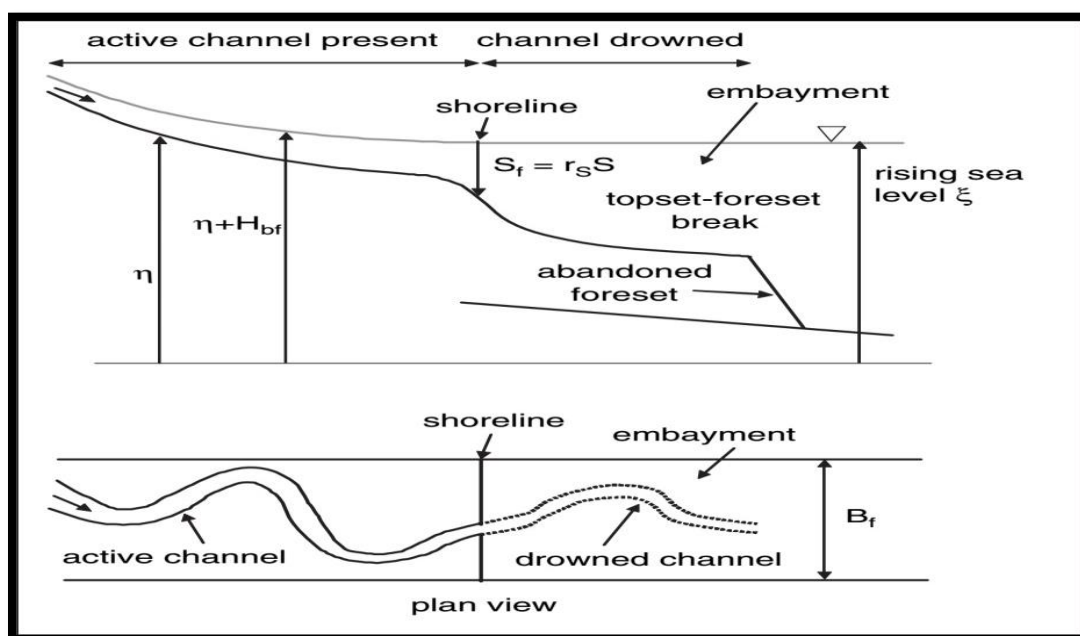
<sup>۱</sup>backwater

ماسه‌ای با شیب کم، مقدار عدد فرود کم بوده و می‌توان از آن صرفه نظر کرد. بنابراین، معادله برگشت آب به صورت زیر می‌شود :

$$\frac{dH_{bf}}{dx} = s - S_{fric} \quad (۸۴-۳)$$

$$S_{fric} = \frac{RD\tau_{form}^*}{H_{bf}} \quad (۸۵-۳)$$

در رودخانه‌ها، ارتفاع محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی با ارتفاع خط ساحلی برابر نیست. شکل زیر این حالت را به خوبی شرح می‌دهد [۳۱].



شکل ۳-۱۵. تجزیه مکان خط ساحلی از مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی برای کانال خود شکل گرفته [۳۱].

با توجه به شکل ۳-۱۵ کانال به دو قسمت تقسیم می‌شود. قسمت فعال و قسمت غرق شده. ارتفاع آب در قسمت غرق شده ثابت بوده و برابر با ارتفاع سطح آب دریا می‌باشد. معادلات حاکم در قسمت فعال و قسمت غرق شده به صورت زیر است :

$$\frac{dH_{bf}}{dx} = S - S_{fric} , \quad \frac{S_{fric}}{S} \geq r_s \text{ (active channel present)} \quad (۸۶-۳)$$

$$H_{bf} = \xi(t) - \eta(x, t), \quad \frac{S_{fric}}{s} < r_s \text{ (channel drowned)} \quad (87-3)$$

$$B_{bf} = \begin{cases} \frac{Q_{bf}}{U_{bf} H_{bf}}, & S_f/s \geq r_s \text{ (active channel present)} \\ B_f, & S_f/s < r_s \text{ (channel drowned)} \end{cases} \quad (88-3)$$

$$Q_{sbf} = \begin{cases} B_{bf} \sqrt{RgDD} \times 0.05 C z_{bf}^2 (\tau_{form}^*)^{2.5}, & S_f/s \geq r_s \text{ (active channel present)} \\ 0, & S_f/s < r_s \text{ (channel drowned)} \end{cases} \quad (89)$$

مقدار  $r_s$  کمتر از یک می باشد. این مقدار با آزمون و خطا تعیین می شود [31].

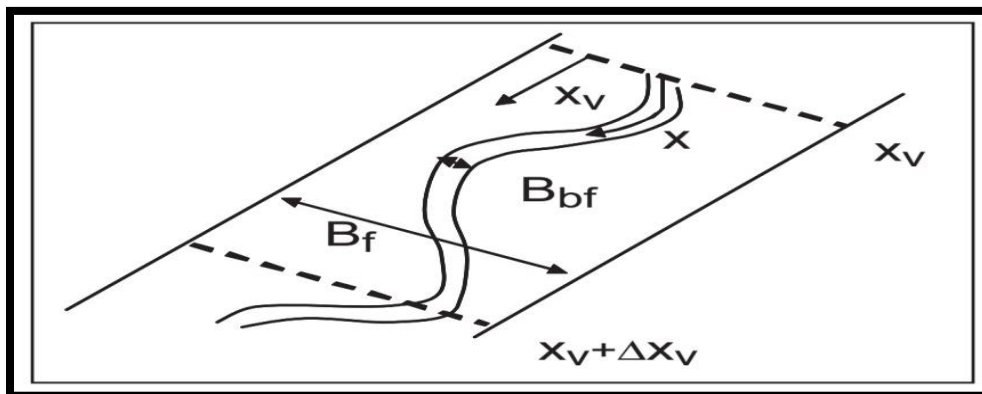
### ۳-۱۳-۲-۶. ساختار دشت سیلابی

در آزمایش موتو کانال مستقیم بوده و دشت سیلابی ندارد و ماسه کمی در رسوبات ته نشین شده و تغذیه شده وجود دارد. رودخانه های ماسه ای غیر مستقیم بوده و دشت سیلابی توسعه یافته ای دارند. آنها اغلب در مقیاس سالیانه گل و لای ( رس و لای ) بیشتری را نسبت به ماسه منتقل می کنند. گل ولای به صورت بار شستشو منتقل می شوند. یعنی موادی که منتقل می شوند، روی بستر جمع نمی شوند، بلکه در دشت سیلابی ته نشین می شوند.

با توجه به شکل ۳-۱۶،  $x$  طول قوس و  $x_v$  طول مستقیم رودخانه در جهت جریان می باشند. مقدار پارامتر موج کانال طبق رابطه زیر بدست می آید :

$$\frac{dx}{dx_v} = \Omega \quad (90-3)$$





شکل ۳-۱۶. دشت سیلابی [۳۱].

برای اینکه بار مواد شستشو را در معادله اکسیر لحاظ کنیم، لازم است پارامتر  $\Lambda$  را به صورت زیر تعریف کنیم.

$$\frac{\partial Q_{mbf}}{\partial x} = \Lambda \frac{\partial Q_{sbf}}{\partial x} \quad (۳-۹۱)$$

این پارامتر نشان می دهد که به مقدار  $\Lambda$  برابر مقدار ماسه ته نشین شده، گل و لای ته نشین می - شود [۳۱].

### ۳-۱۳-۲-۷. تجزیه ارتفاع سطح آب و ارتفاع محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی

در رودخانه های حقیقی، به دلیل اثرات برگشت آب نمی توانیم ارتفاع سطح آب را برابر با ارتفاع محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی در نظر بگیریم. بنابراین در محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی، اختلاف بین سطح آب دریا و ارتفاع بستر در همان نقطه برابر با عمق آب در محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی است.

با در نظر گرفتن موارد ۳-۱۳-۲-۱ تا ۳-۱۳-۲-۷ معادله اکسیر به صورت زیر می شود [۳۱]:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{I_f \Omega (1 + \Lambda)}{B_f (1 - \lambda_p)} \frac{\partial Q_{sbf}}{\partial x} \quad (۳-۹۲)$$

شرط مرزی بالادست مشابه آزمایش موتو می باشد. یعنی :

$$Q_{sbf}|_{x=s_{ba}} = Q_{sbff} \quad (93-3)$$

مشابه معادله ۳-۶۴، سرعت حرکت بستر سنگی به بستر رسوبی به صورت زیر است :

$$\dot{S}_{ba} = - \frac{1}{S_{bb} - S_{aba}} \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{S_{ba}} \quad (94-3)$$

روابط برای سرعت حرکت مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی و سرعت حرکت مکان انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی، مشابه با روابط ۳-۷۲ و ۳-۷۴ نیست. چون در این جا ارتفاع سطح آب و ارتفاع مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی، باهم متفاوت است. بنابراین روابط به صورت زیر در می آیند :

$$\dot{S}_{sb} = \frac{S_{fore} - S_{tff}}{S_{fore} - S_{sb}} \dot{S}_{tff} + \frac{1}{S_{fore} - S_{sb}} \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{stf} \quad (95-3)$$

$$\dot{S}_{tff} = \frac{1}{S_{fore} - S_{tff}} \left[ \frac{I_f \Omega}{(1 - \lambda_p) B_f (S_{sb} - S_{tff})} Q_{sbf} \Big|_{stf} - \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{stf} \right] \quad (96-3)$$

در مدلسازی برای رودخانه‌های حقیقی، به جای  $S_s$  از  $S_{tff}$  استفاده می‌کنیم [۳۱].

### ۳-۱۴. جمع بندی

در این فصل ابتدا معادله بقای رسوب اکسندر را معرفی کرده و آن را به طور مفصل شرح دادیم. سپس به بیان عدد بی بعد شیلدز و سرعت برشی پرداختیم. در ادامه روابط بقای جرم و مومنتوم یک بعدی را برای جریان نرمال شرح دادیم. سپس به بیان معادله آب‌های کم عمق *st. venant* پرداختیم. در نهایت عدد بی بعد انیشتین را معرفی کرده و معادلات دبی انتقال رسوب را برای حالتی که بد فرم نداریم، شرح دادیم. سپس مورفودینامیک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی را در مقیاس آزمایشگاهی و در مقیاس حقیقی شرح دادیم. معادلات حاکم در سه نقطه انتقال بستر سنگی به رسوبی، انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی و انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی را با مشتق گیری بدست آوردیم. سپس با معرفی ضریب تناوب جریان، رابطه انتقال رسوب، کانال خود شکل گرفته، برگشت آب، ساختار دشت سیلابی، تجزیه ارتفاع سطح آب و ارتفاع انتقال قسمت بالایی به

قسمت جلویی، معادلات را برای رودخانه‌های حقیقی بدست آوردیم. در فصل آینده، به بررسی روش-های عددی برای حل این معادلات می‌پردازیم.



فصل چهارم :

# جزئیات مدل عددی

## ۴-۱. مقدمه

حل معادلات حاکم در مکانیک سیالات یکی از مطرح‌ترین مسائل در علوم و مهندسی است. در اغلب موارد فرمولبندی قوانین پایه مکانیک سیالات به صورت معادلات دیفرانسیل پاره‌ای در می‌آید. بیشتر معادلات به صورت معادلات دیفرانسیل پاره‌ای مرتبه دوم ظاهر می‌شوند و بنابراین در مکانیک سیالات و انتقال حرارت از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. عموماً، معادلات حاکم در مکانیک سیالات یک مجموعه معادلات دیفرانسیل غیر خطی و وابسته را ایجاد می‌کنند که باید در یک قلمرو ناهموار با شرایط اولیه و مرزی مختلف حل شوند.

۴-۲. فرمولبندی تفاضل محدود<sup>۱</sup>

مشق‌های متغیرهای وابسته‌ای را که در معادلات دیفرانسیل پاره‌ای ظاهر می‌شوند، باید تقریب زد تا بتوان از کامپیوتر رقمی (که تنها قادر به انجام محاسبات استاندارد و عملیات منطقی است) برای حل معادلات استفاده کرد. برای تقریب زدن دیفرانسیل تابع  $f$  از دو روش استفاده می‌شود. روش اول، تقریب مبتنی بر بسط سری تیلور یک تابع  $f$  است. روش دوم استفاده از یک چند جمله‌ای مرتبه  $n$  است. در این فصل بسط سری تیلور را معرفی می‌کنیم [۳۲].

## ۴-۲-۱. بسط سری تیلور

اگر تابع تحلیلی  $f(x)$  موجود باشد، بسط سری تیلور  $f(x+\Delta x)$  حول نقطه  $x$  برابر است با:

$$f(x + \Delta x) = f(x) + (\Delta x) \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f}{\partial x^3} + \dots = f(x) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(\Delta x)^n}{n!} \frac{\partial^n f}{\partial x^n} \quad (1-4)$$

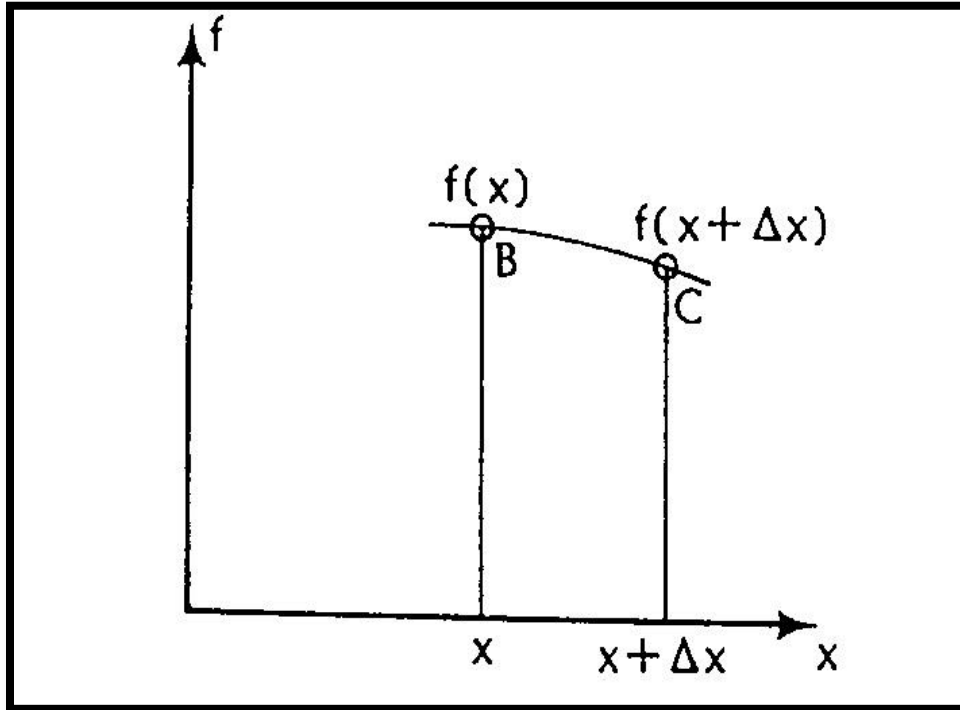
اگر این رابطه را بر حسب  $\frac{\partial f}{\partial x}$  حل کنیم، خواهیم داشت:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x+\Delta x) - f(x)}{\Delta x} - \frac{\Delta x}{2!} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} - \frac{\partial^3 f}{\partial x^3} + \dots \quad (2-4)$$

از جمع کردن همه جمله‌هایی که دارای ضریب  $\Delta x$  و یا بالاتر هستند و نوشتن آن‌ها به صورت  $O(\Delta x)$  نتیجه می‌گیریم:

<sup>۱</sup>.finite difference

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x+\Delta x) - f(x)}{\Delta x} + O(\Delta x) \quad (3-4)$$



شکل ۴-۱. نمایش نقاط شبکه در معادله ۳-۴ [۳۲].

معادله ۳-۴ تقریبی برای مشتق پاره‌ای مرتبه اول تابع  $f$  نسبت به  $x$  است. از دیدگاه ترسیمی (شکل ۴-۱)، این تقریب به معنی شیب تابع در نقطه  $B$  است که از مقادیر تابع در نقاط  $B$  و  $C$  استفاده شده است. اگر از اندیس  $i$  برای نشان دادن موقعیت نقاط در جهت  $x$  استفاده شود، معادله ۴-۳ به صورت زیر نوشته می‌شود.

$$\frac{\partial f}{\partial x} \Big|_i = \frac{f_{i+1} - f_i}{\Delta x} + O(\Delta x) \quad (4-4)$$

این معادله به عنوان تقریب اول تفاضل پیشروی<sup>۱</sup>  $\frac{\partial f}{\partial x}$  و از مرتبه  $\Delta x$  است. روشن است که با کاهش فاصله  $\Delta x$  عبارت خطا کاهش و خطای تقریب کاهش می‌یابد. حال بسط سری تیلور  $f(x-\Delta x)$  را حول  $x$  در نظر بگیرید.

<sup>۱</sup>.backward difference

$$f(x - \Delta x) = f(x) - \Delta x \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} - \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f}{\partial x^3} + \dots = f(x) + \sum_{n=1}^{\infty} \left[ \pm \frac{(\Delta x)^n}{n!} \right] \frac{\partial^n f}{\partial x^n}$$

(۵-۴)

اگر رابطه فوق را برای  $\frac{\partial f}{\partial x}$  حل کنیم، نتیجه می‌شود [۳۲]:

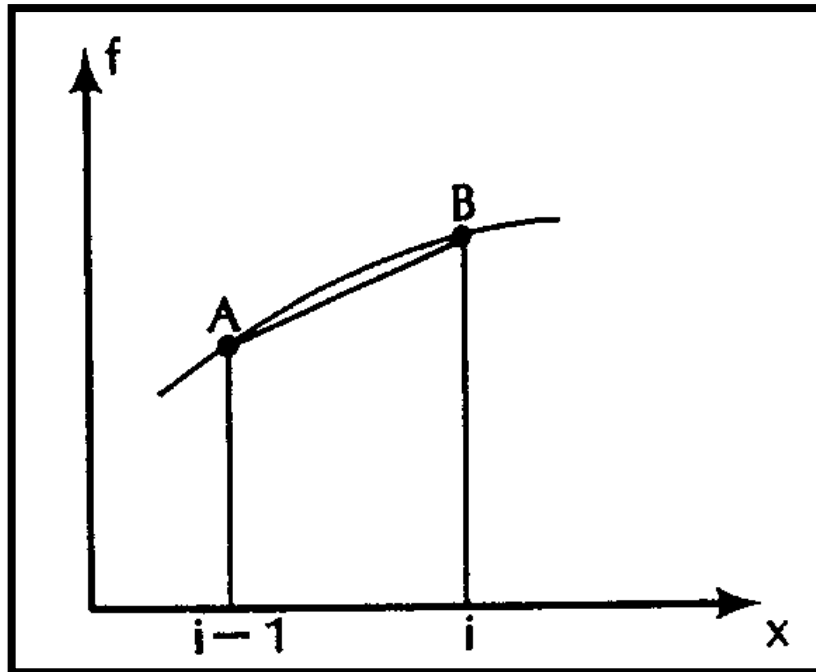
$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x} + O(\Delta x)$$

(۶-۴)

یا

$$\frac{\partial f}{\partial x} \Big|_i = \frac{f_i - f_{i-1}}{\Delta x} + O(\Delta x)$$

(۷-۴)



شکل ۴-۲. نمایش نقاط شبکه در معادله ۷-۴ [۳۲].

همانگونه که در شکل ۴-۲ می‌بینید، عبارت بالا شیب تابع را در نقطه  $B$  با استفاده از مقادیر نقاط  $A$  و  $B$  نشان می‌دهد. معادله ۷-۴ تقریب اول تفاضل پس روی  $\frac{\partial f}{\partial x}$  و از مرتبه  $\Delta x$  است. حال بسط‌های تیلور ۴-۱ و ۴-۵ را دوباره در نظر می‌گیریم.

<sup>1</sup>.forward difference



$$f(x + \Delta x) = f(x) + \Delta x \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f}{\partial x^3} + \dots \quad (۸-۴)$$

$$f(x - \Delta x) = f(x) - 2\Delta x \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f}{\partial x^3} + \dots \quad (۹-۴)$$

با کم کردن معادله ۹-۴ از ۸-۴ نتیجه می شود :

$$f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x) = 2\Delta x \frac{\partial f}{\partial x} + 2 \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f}{\partial x^3} \quad (۱۰-۴)$$

که از حل آن برای  $\frac{\partial f}{\partial x}$  نتیجه می شود :

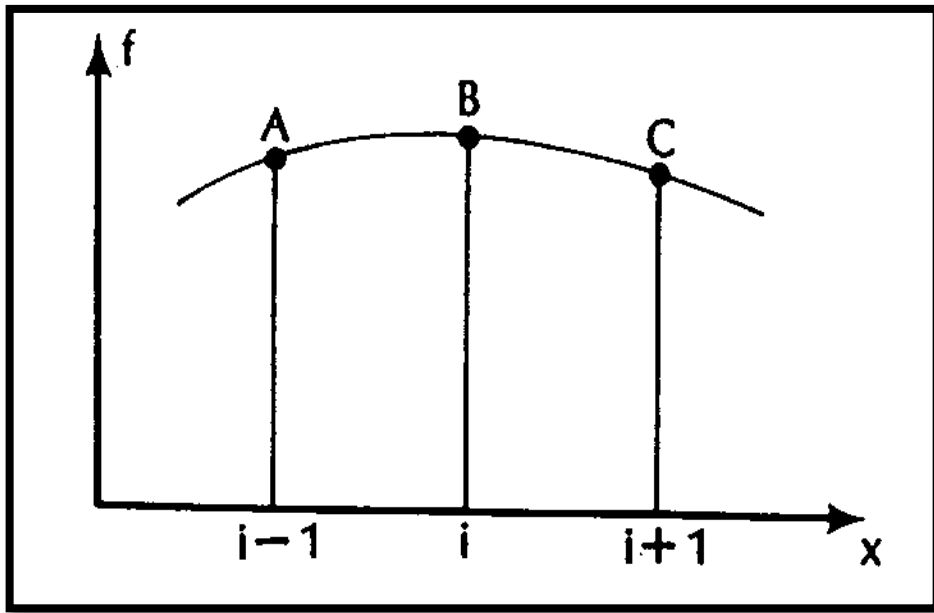
$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x+\Delta x) - f(x-\Delta x)}{2\Delta x} + O(\Delta x)^2 \quad (۱۱-۴)$$

یا

$$\frac{\partial f}{\partial x} \Big|_i = \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{2\Delta x} + O(\Delta x)^2 \quad (۱۲-۴)$$

که شیب تابع  $f$  را در نقطه  $B$  با استفاده از مقادیر تابع در نقاط  $A$  و  $C$  که در شکل ۳-۴ می بینید، به دست می دهد. این گونه نمایش  $\frac{\partial f}{\partial x}$  را تقریب تفاضل محدود مرکزی<sup>۱</sup> می نامند و از مرتبه  $(\Delta x)^2$  است.

<sup>۱</sup>.central difference



شکل ۴-۳. نمایش نقاط شبکه در معادله ۴-۱۲ [۳۲].

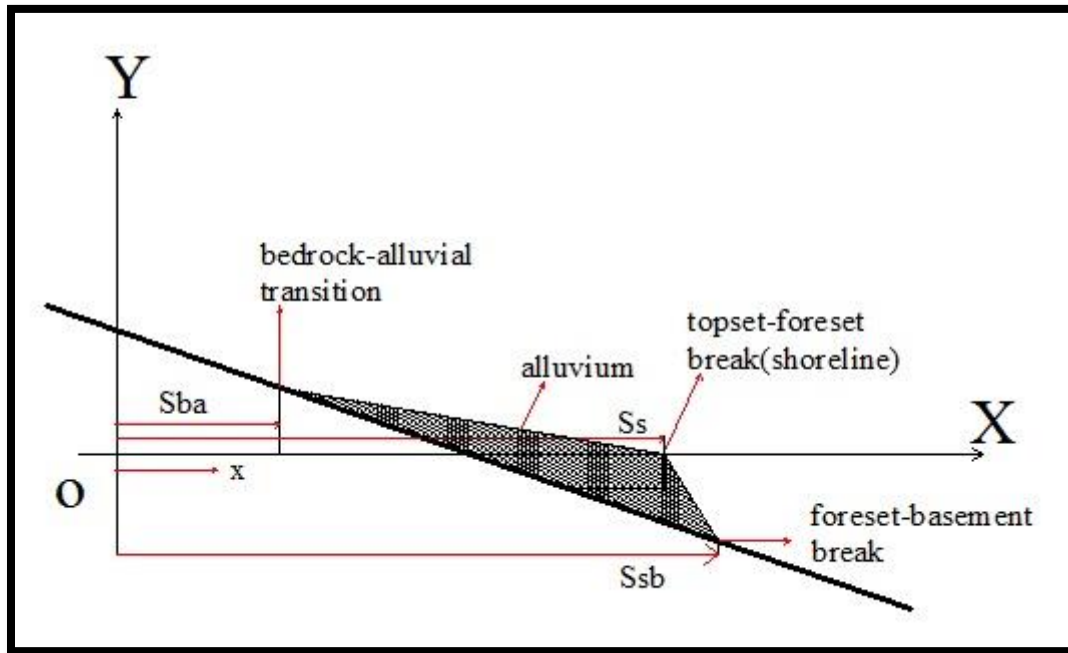
#### ۴-۳. گسسته سازی معادلات در مقیاس آزمایشگاهی

##### ۴-۳-۱. انتقال به سیستم مختصات مرز متحرک<sup>۱</sup>

شکل ۴-۴ ساختار یک دلتا را نشان می‌دهد. مبدأ مختصات به صورت اختیاری انتخاب شده است. در این شکل  $S_{ba}$  فاصله مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی تا مبدأ مختصات،  $S_s$  فاصله مکان خط ساحلی (در مقیاس آزمایشگاهی مکان خط ساحلی با مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی یکی است) تا مبدأ مختصات و  $S_{sb}$  فاصله مکان انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی تا مبدأ مختصات و  $X$  فاصله در جهت پایین دست است. برای اینکه معادلات حاکم در مقیاس آزمایشگاهی را وارد سیستم مختصات مرز متحرک کنیم، لازم است تا پارامترهای بی بعد زیر را تعریف کنیم [۱۷]:

$$\bar{x} = \frac{x - s_{ba}(t)}{S_s(t) - s_{ba}(t)}, \quad \bar{t} = t \quad (۴-۱۳)$$

<sup>۱</sup>.moving boundary coordinate



شکل ۴-۴. ساختار دلتا در مقیاس آزمایشگاهی [۳۰].

انتقال بستر سنگی به رسوبی در  $\bar{x} = 0$  و انتهای پایین دست ناحیه رسوبی در  $\bar{x} = 1$  قرار دارد. با استفاده از قاعده زنجیری مشتق داریم :

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial \bar{t}}{\partial t} \frac{\partial}{\partial \bar{t}} + \frac{\partial \bar{x}}{\partial t} \frac{\partial}{\partial \bar{x}}, \quad \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial \bar{t}}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \bar{t}} + \frac{\partial \bar{x}}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \bar{x}} \quad (14-4)$$

مشتقات این پارامترها را نسبت به مکان و زمان مشخص می کنیم :

$$\frac{\partial \bar{t}}{\partial t} = 1, \quad \frac{\partial \bar{t}}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \bar{x}}{\partial t} = -\frac{\bar{x}\dot{S}_s + \dot{S}_{ba}(1-\bar{x})}{S_s - S_{ba}}, \quad \frac{\partial \bar{x}}{\partial x} = \frac{1}{S_s - S_{ba}} \quad (15-4)$$

مقادیر بدست آمده را در معادله اکسیر قرار می دهیم. بنابراین معادلات ۲-۳ و ۳-۳ و ۴-۳ و ۶۷-۳ و ۷۲-۳ و ۷۴-۳ و ۷۵-۳ به صورت زیر وارد سیستم مختصات مرز متحرک می شوند :

$$(1 - \lambda_p) \left( \frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}} - \frac{[\bar{x}\dot{S}_s + (1-\bar{x})\dot{S}_{ba}]}{S_s - S_{ba}} \frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}} \right) = -\frac{1}{S_s - S_{ba}} \frac{\partial q_{ps}}{\partial \bar{x}} \quad (16-4)$$

$$q_{ps}|_{\bar{x}=0} = q_{psf} \quad (17-4)$$

$$\dot{S}_{ba} = - \frac{1}{S_b} \frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}} \Big|_{\bar{x}=0} \quad (18-4)$$

$$\eta[1, \bar{t}] = \dot{\xi} \bar{t} \quad (19-4)$$

$$\dot{S}_{sb} = \frac{1}{S_{fore} - S_b} (S_{fore} \dot{S}_s + \dot{\xi}) \quad (20-4)$$

$$\dot{S}_s = \frac{1}{S_{fore}} \left( \frac{q_{ps}(1, \bar{t})}{S_{sb} - S_s} - \dot{\xi} \right) \quad (21-4)$$

$$q_s[1, \bar{t}] = 0 \quad (22-4)$$

اگر به ازای  $\bar{x} = 0$  در معادله ۱۶-۴ مقدار  $\frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}}$  را بدست آوریم و در معادله ۱۸-۴ جایگذاری کنیم، معادله ۱۸-۴ به صورت زیر می‌شود :

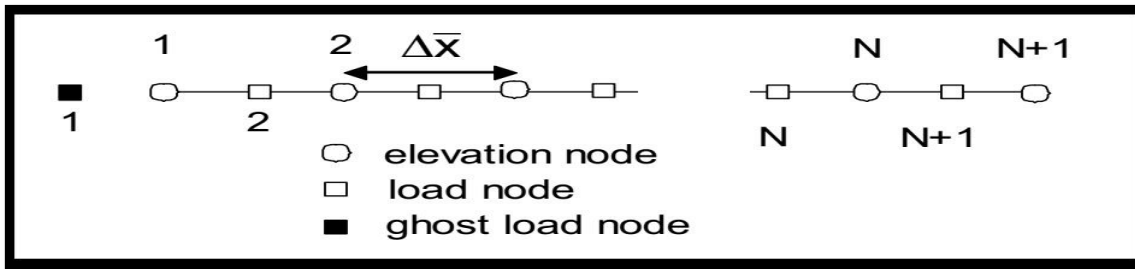
$$\dot{S}_{ba} = \frac{1}{S_b - S_{aba}} \frac{1}{S_s - S_{ba}} \frac{\partial q_{ps}}{\partial \bar{x}} \Big|_{\bar{x}=0} \quad (23-4)$$

#### ۴-۳-۲. گسسته سازی معادلات

محدوده رسوبی را به N قسمت مساوی تقسیم می‌کنیم. طول هر قسمت برابر است با :

$$\Delta \bar{x} = \frac{1}{N} \quad (24-4)$$

تعداد گره‌های محاسباتی برابر با N+1 می‌باشد که به صورت  $i=1, \dots, N+1$  شماره گذاری می‌شود. ارتفاع قسمت بالادست و پایین دست به ترتیب برابر است با  $\eta_1$  و  $\eta_{N+1}$ . در این گره‌ها، ارتفاع بستر محاسبه می‌شود. گره‌های مربوط به دبی به فاصله  $0.5dx$  از گره‌هایی که ارتفاع بستر در آن محاسبه می‌شود، قرار دارد. اولین گره مربوط به دبی انتقال رسوب، یک گره تصنعی بوده که مقدار دبی در آن جا برابر با نرخ تغذیه رسوب می‌باشد.



شکل ۴-۵. نمایش شبکه استفاده شده در مدل عددی در مقیاس آزمایشگاهی [۱۸].

معادله ۴-۱۶ به صورت زیر گسسته سازی می شود:

$$\eta_i|_{\bar{t}+\Delta\bar{t}} = \eta_i|_{\bar{t}} - [\bar{x}_i \dot{S}_s + (1 - \bar{x}_i) \dot{S}_{ba}] S_i \Delta\bar{t} + \frac{q_{ps,i} - q_{ps,j+1}}{\Delta\bar{x}} \frac{\Delta\bar{t}}{S_s - S_{ba}} \quad (25-4)$$

در  $\Delta\bar{t}$  در این رابطه بازه زمانی محاسبات را نشان می دهد. همه مقادیر سمت راست معادله ۴-۲۵ در زمان  $\bar{t}$  حساب می شوند. مقدار  $S_i$  به صورت زیر بدست می آید :

$$S_i = \begin{cases} \frac{1}{S_s - S_{ba}} \frac{\eta_{i-1} - \eta_{i+1}}{2\Delta\bar{x}}, & i = 2..N \\ \frac{1}{S_s - S_{ba}} \frac{\eta_i - \eta_{i+1}}{\Delta\bar{x}}, & i = 1 \end{cases} \quad (26-4)$$

از معادله ۴-۲۵ برای بدست آوردن تغییرات ارتفاع در زمان بعدی برای گره های  $i=1.....N$  استفاده می شود. تغییرات ارتفاع در گره  $i=N+1$  با استفاده از رابطه ۴-۱۹ بدست می آید. نرخ انتقال رسوب در گره  $i=1$  مطابق معادله ۴-۱۷ می باشد. نرخ انتقال رسوب برای گره های  $i=2.....N+1$  تابعی از شیب بوده که با استفاده از رابطه زیر بدست می آید [۱۸] :

$$\frac{q_{PS}}{q_w} = \alpha S^n \quad (27-4)$$

مطابق رابطه ۴-۲۶ از تقریب تفاضل محدود مرکزی برای بدست آوردن شیب در گره های  $i=2.....N+1$  استفاده می شود. برای گره اول شیب از تقریب تفاضل پسر و محاسبه می شود.

فرم گسسته سازی شده معادلات ۴-۱۸ و ۴-۲۱ به صورت زیر می شود :

$$\dot{S}_{ba} = \frac{1}{S_b - S_1} \frac{1}{S_b - S_{ba}} \frac{q_{ps,1} - q_{psf}}{\Delta \bar{x}} \quad (28-4)$$

$$\dot{S}_s = \frac{1}{S_a} \left( \frac{q_{ps,N+1}}{S_{sb} - S_s} - \dot{\xi} \right) \quad (29-4)$$

با محاسبه مقادیر  $S_{ba}$  و  $S_s$  و  $S_{sb}$  و  $\dot{S}_{ba}$  و  $\dot{S}_s$  و  $\dot{S}_{sb}$  در زمان  $t$ ، می‌توانیم مقادیر  $S_{ba}$  و  $S_s$  و  $S_{sb}$  را در زمان بعدی به صورت زیر حساب کنیم :

$$S_{ba}|_{\bar{t}+\Delta\bar{t}} = S_{ba} + \dot{S}_{ba}\Delta\bar{t} \quad (30-4)$$

$$S_s|_{\bar{t}+\Delta\bar{t}} = S_s + \dot{S}_s\Delta\bar{t} \quad (31-4)$$

$$S_{sb}|_{\bar{t}+\Delta\bar{t}} = S_{sb} + \dot{S}_{sb}\Delta\bar{t} \quad (32-4)$$

با توجه به معادله ۴-۲۷، وقتی که شیب بستر صفر شود، دبی انتقال رسوب نیز صفر می‌شود. فرض می‌کنیم که در یک بازه زمانی شیب بستر در خط ساحلی  $S_{N+1}$  منفی شود. اگر بازه زمانی را خیلی کوچک در نظر بگیریم، شیب  $S_N$  مثبت می‌شود. با درون یابی، می‌توانیم مکانی را در بین این دو شیب پیدا کنیم که شیب آن برابر با صفر می‌باشد. با درون یابی، معادله زیر بدست می‌آید :

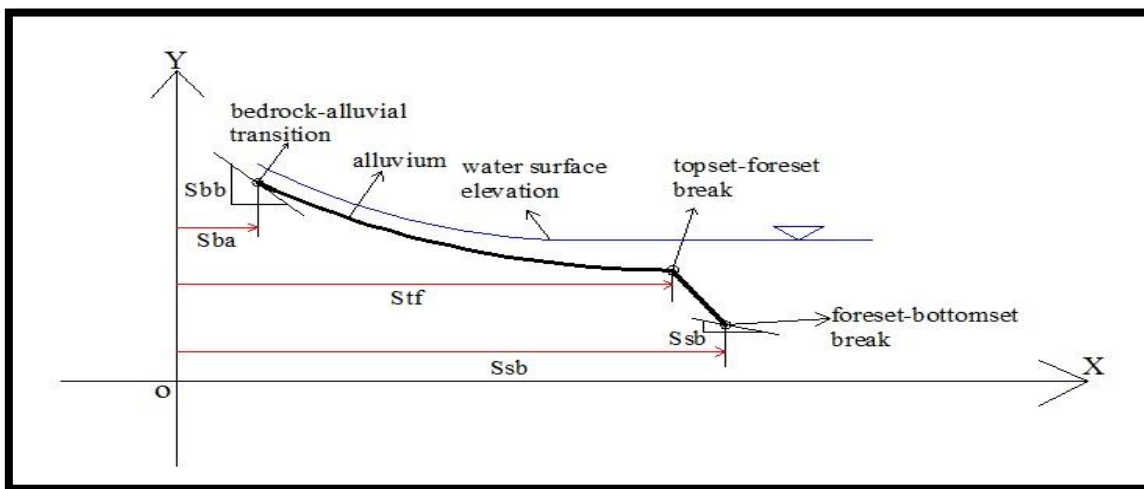
$$S_{s,no\,load} = S_{ba} + (S - S_{ba}) \left[ \bar{x}_N - \frac{\Delta\bar{x}}{\hat{S}_{N+1} - \hat{S}_N} \hat{S}_N \right] \quad (33-4)$$

مقدار  $S_{s,no\,load}$ ، همان مقدار  $S_s$  در زمان بعدی می‌باشد. وقتی که شیب بستر صفر می‌شود، جلوی دلتا شروع به برگشت کردن می‌کند. در این حالت دیگر نمی‌توانیم از معادله ۴-۲۹ برای بدست آوردن  $\dot{S}_s$  استفاده کنیم.  $\dot{S}_s$  از رابطه زیر بدست می‌آید [۳۰] :

$$\dot{S}_s = \frac{S_{s,no\,load} - S_s}{\Delta t} \quad (34-4)$$

#### ۴-۴. گسسته سازی معادلات حاکم در مقیاس واقعی

شکل ۴-۶ ساختار یک دلتا را در مقیاس واقعی نشان می‌دهد. مبدأ مختصات به صورت اختیاری انتخاب شده است. در این شکل  $S_{ba}$  فاصله مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی تا مبدأ مختصات،  $S_{tf}$  فاصله مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی (در مقیاس حقیقی مکان خط ساحلی با مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی یکی نیست) تا مبدأ مختصات و  $S_{sb}$  فاصله مکان انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی تا مبدأ مختصات،  $S_{bb}$  شیب بستر سنگی در بالادست و  $S_{sb}$  شیب بستر سنگی در پایین دست است.



شکل ۴-۶. ساختار دلتای واقعی [۳۰].

مدلسازی از محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی تا دهانه دلتا، جایکه رودخانه وارد دریا می‌شود، انجام می‌گیرد. ناحیه رسوبی را به  $N$  قسمت مساوی با طول  $\Delta x$  تقسیم می‌کنیم. گره‌های محاسباتی برای ارتفاع به صورت  $i=1 \dots N+1$  شماره گذاری می‌شوند. پروفیل بستر در زمان اولیه مشخص می‌باشد. عمق جریان  $H_{bf}$  در هر گره با استفاده از روش پیش بینی - اصلاح محاسبه می‌شود. به این ترتیب که از گره آخر شروع می‌کنیم و به سمت بالادست حرکت می‌کنیم. عمق آب با شرط  $\frac{S_{fric}}{S} > r_s$  به صورت زیر حساب می‌شود :

$$H_{bf,pred} = H_{bf,i} + \left[ (\eta_i - \eta_{i-1}) - \frac{RD\tau_{form}^*}{H_{bf,i}} \Delta x \right] \quad (۳۵-۴)$$

$$H_{bf,i-1} = H_{bf,i} + \left\{ (\eta_i - \eta_{i-1}) - \frac{RD\tau_{form}^*}{H_{bf,pred}} \Delta x - \frac{RD\tau_{form}^*}{H_{bf,i}} \Delta x \right\} \quad (36-4)$$

عرض کانال در هر گره  $B_{bf,i}$  از رابطه ۳-۸۸ محاسبه می‌شود. مقدار  $S_{fric}$  در هر گره از رابطه ۳-۸۵ بدست می‌آید. گره های مربوط به دبی انتقال رسوب به فاصله  $0.5dx$  از گره های ارتفاع بستر قرار دارند. دبی انتقال رسوب از رابطه ۳-۸۹ محاسبه می‌شود [۳۱].

روابط ۳-۹۴ و ۳-۹۵ و ۳-۹۶ به صورت زیر می‌شوند :

$$\dot{S}_{ba} = - \frac{1}{S_{bb}} \frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}} \Big|_{\bar{x}=0} \quad (37-4)$$

$$\dot{S}_{sb} = \frac{1}{S_{fore} - S_{sb}} \left( S_{fore} \dot{S}_{tf} + \frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}} \Big|_{\bar{x}=1} \right) \quad (38-4)$$

$$\dot{S}_{tf} = \frac{1}{S_{fore}} \left[ \frac{I_f \Omega}{(1-\lambda_p) B_f (S_{sb} - S_{tf})} Q_{sbf} \Big|_{\bar{x}=1} - \frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}} \Big|_{\bar{x}=1} \right] \quad (39-4)$$

پروفیل بستر در زمان بعدی از رابطه زیر بدست می‌آید :

$$\eta_i \Big|_{\bar{t}+\Delta \bar{t}} = \eta_i + \frac{[\bar{x}_i \dot{S}_{tf} + (1-\bar{x}_i) \dot{S}_{ba}]}{S_{tf} - S_{ba}} \frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}} \Big|_i \Delta \bar{t} - \frac{I_f \Omega (1+\Lambda)}{B_f (1-\lambda_p) (S_{tf} - S_{ba})} \frac{\partial Q_{sbf}}{\partial \bar{x}} \Big|_i \Delta \bar{t} \quad (40-4)$$

مشقات مکانی و زمانی در معادله ۴-۴۰ به صورت زیر بدست می‌آید :

$$\frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}} \Big|_i = \begin{cases} \frac{\eta_{i+1} - \eta_i}{\Delta \bar{x}} , & i = 1, \dots, N \\ \frac{\eta_i - \eta_{i-1}}{\Delta \bar{x}} , & i = N + 1 \end{cases} \quad (41-4)$$

$$\frac{\partial Q_{sbf}}{\partial \bar{x}} \Big|_i = \begin{cases} \frac{Q_{sbf,i} - Q_{sbf,i-1}}{\Delta \bar{x}} & i = 1 \\ \frac{Q_{sbf,i} - Q_{sbf,i-1}}{\Delta x} , & i = 2, \dots, N + 1 \end{cases} \quad (42-4)$$

هنگامی که جلوی دلتا برگشت می‌کند، باید به جای  $S_{tf}$  از  $S_s$  در روابط فوق استفاده کنیم. مکان خط ساحلی به طور مستقیم با استفاده از رابطه زیر بدست می‌آید :



$$\frac{S_f}{S} |_{\bar{x}=S_s} = r_s \quad (4-43)$$

چون که یک سری خطا در مدل رخ می‌دهد و برگشت دلتا بلافاصله با تثبیت سطح آب دریا پایان می‌یابد، از همان  $S_{tf}$  در روابط استفاده می‌کنیم [۳۱].

#### ۴-۵. جمع بندی

در این فصل، ابتدا روش عددی اختلاف محدود برای تقریب زدن مشتقات متغیرهای وابسته‌ای که در معادلات دیفرانسیل پاره‌ای ظاهر می‌شوند، شرح داده شد. سپس با تعریف متغیرهای  $\bar{x}$  و  $\bar{t}$  معادلات دیفرانسیل حاکم در مقیاس آزمایشگاهی و حقیقی را وارد سیستم مختصات مرز متحرک کرده و گسسته سازی کردیم.



فصل پنجم :

# مدلسازی عددی

## ۵-۱. مقدمه

در این فصل مدلسازی عددی رودخانه‌های بزرگ با بستر رسوبی از محل انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی انجام می‌شود. برای این کار از داده‌های سیستم رودخانه فلای - استریکلند استفاده شده است. در ابتدا فرضیات مدل ارائه، سپس نمودار گردشی برنامه نوشته شده و مدلسازی انجام می‌گردد. سپس با بهبود فرضیات سعی می‌شود تا جوابها به مقادیر واقعی نزدیکتر شود. برای بررسی صحت نتایج مدل عددی، نتایج با نتایج حاصل از عکس‌های ماهواره‌ای مقایسه شده است.

## ۵-۲. مدلسازی عددی در مقیاس حقیقی از محل انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی

## ۵-۲-۱. فرضیات

- در این مدل فرض شد که بستر سنگی هیچ گونه شکافی ندارد.
- شیب بستر سنگی ثابت بوده و با گذشت زمان تغییر نمی‌کند.
- انتقال از بستر شنی به بستر ماسه‌ای همان انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی فرض شد.
- تغذیه رسوب از بالادست صورت می‌گیرد و مقدار آن ثابت است.
- جریان به صورت جریان ماندگار و متغیر تدریجی فرض شد.
- ناحیه مدل از محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی شروع شده و در محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی تمام می‌شود.
- در این مدل فرض شد که عدد شیلدز در حالت پر در تمامی گره‌ها با هم برابر بوده و برابر با مقدار ثابت ۱.۸۲ می‌باشد.
- در این مدل مقدار  $C_z$  در تمام گره‌های محاسباتی یک عدد ثابت فرض شده و مقدار آن برابر با ۲۵ در نظر گرفته شد.
- در این مدل فرض شد که ذرات موجود در بستر رودخانه یکنواخت بوده و خصوصیت اندازه ذرات  $D$  ثابت می‌باشد.
- مقادیر دبی حالت پر رودخانه، ضریب تناوب جریان<sup>۱</sup> و نرخ تغذیه رسوب را در طول ۲۱۰۰۰ سال ثابت فرض کردیم. باتوجه به اینکه مقادیر  $\tau_{form}^*$  و  $R$  و  $C_{fbf}$  و  $D$  ثابت می‌باشد، بنابراین سرعت حالت پر در جهت جریان نیز ثابت باقی می‌ماند.

<sup>۱</sup>.flow intermittency

- چون در رودخانه‌های بزرگ در حالت سیلابی مقادیر عدد فرود کم است، اثرات عدد فرود را در معادله جریان متغیر تدریجی لحاظ نکردیم.

### ۵-۲-۲. سیستم رودخانه فلای - استریکلند

سیستم رودخانه فلای- استریکلند، یک سیستم رودخانه بزرگ می‌باشد که از ارتفاعات گینه نو سرچشمه می‌گیرد، از دشت فلای عبور کرده و وارد خلیج پاپوا می‌شود. رودخانه فلای پایینی، ناحیه پایینی تقاطع اوریل می‌باشد. تقاطع اوریل با برخورد وسط رودخانه فلای از غرب و رودخانه بزرگ استریکلند از شرق، شکل می‌گیرد. مساحت کل این سیستم تقریباً ۷۵۰۰۰ کیلومترمربع می‌باشد [۳۱].

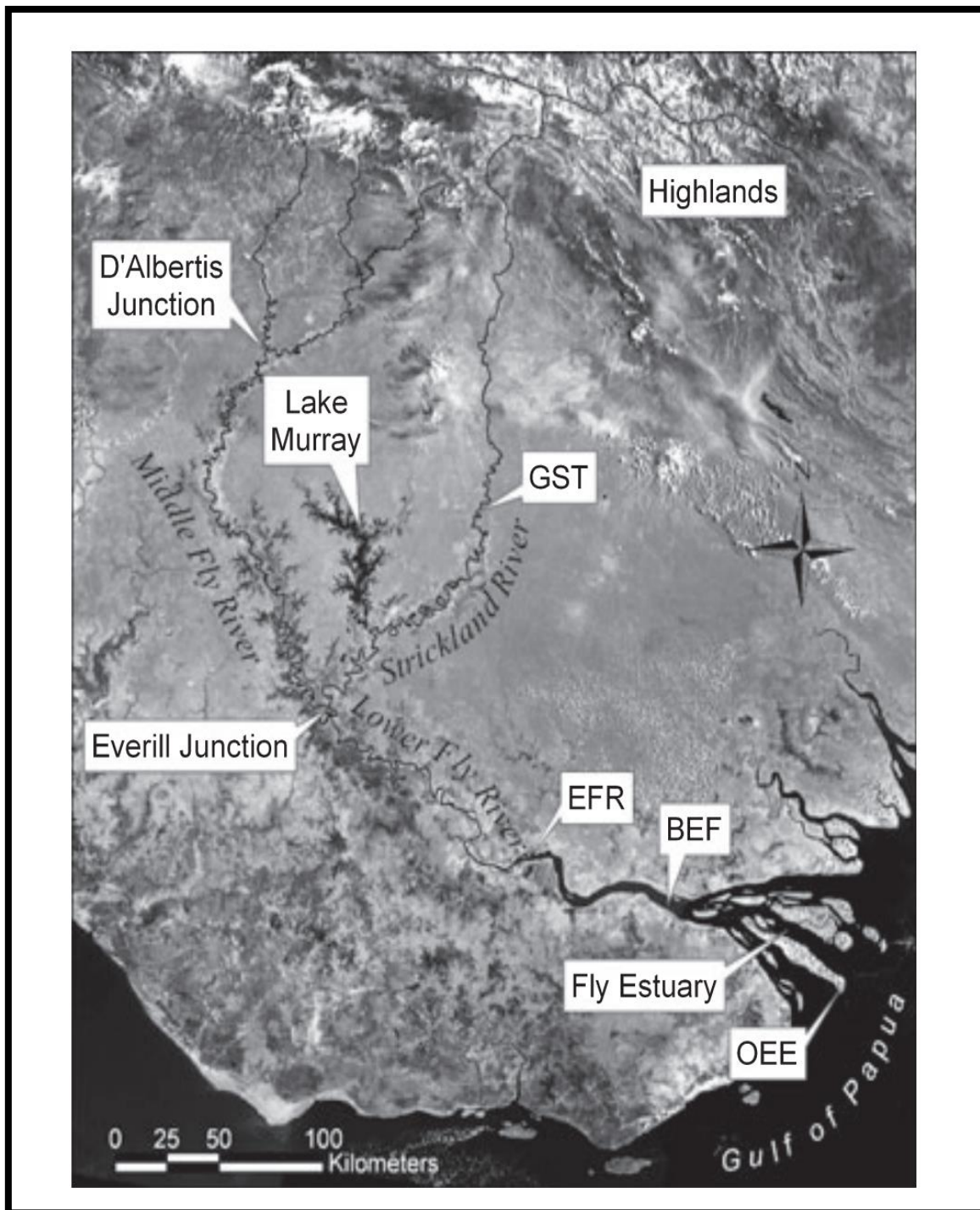
بستر رودخانه‌های فلای و استریکلند در ارتفاعات، سنگی می‌باشد. این رودخانه‌ها به سمت پایین دست حرکت کرده و در دشت فلای که شیب آن کم می‌باشد، تبدیل به رودخانه با بستر رسوبی می‌شوند. بنابراین در پایین دست هر دو این رودخانه‌ها یک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی رخ می‌دهد.

چهار اصطلاح در شکل ۵-۱ وجود دارد. GST انتقال بستر شنی به ماسه‌ای ( در این جا همان انتقال بستر سنگی به رسوبی می‌باشد ) در رودخانه استریکلند را نشان می‌دهد. EFR نشان دهنده انتهای پایین دست ناحیه رسوبی بوده، BEF انتهای بالادست یا نقطه شروع ناحیه رسوبی می‌باشد. OEE گوشه خارجی مدخل را نشان می‌دهد [۳۱].

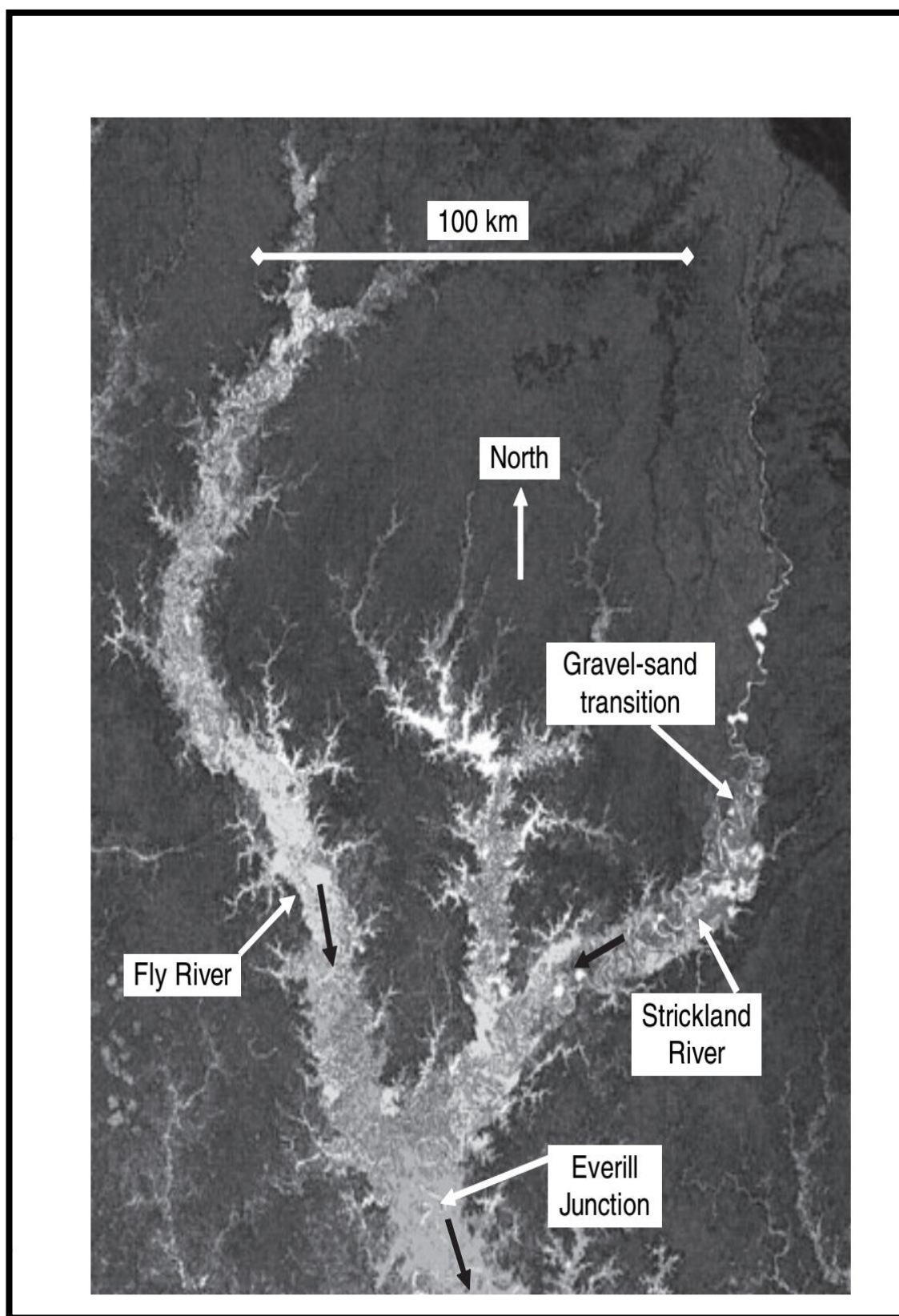
### ۵-۲-۳. دبی و پروفیل طولی سیستم رودخانه فلای استریکلند

رودخانه میانی فلای بین تقاطع دی آلبرتز و تقاطع اوریل در جهت پایین دست، طولی تقریباً برابر با ۴۵۰ کیلومتر دارد. تعدادی از شاخه‌های کوچکتر بدون شاخه‌های اصلی وارد این ناحیه می‌شوند. در نتیجه، دبی متوسط سالیانه از  $1900 \text{ m}^3/\text{s}$  در تقاطع دی آلبرتز به  $2250 \text{ m}^3/\text{s}$  در تقاطع اوریل افزایش می‌یابد. در حال حاضر، این ناحیه از رودخانه تحت تاثیر رسوب ورودی از یک معدن قرار می‌گیرد. تحت این شرایط، دبی رسوب متوسط سالیانه از ۶.۹ میلیون تن در سال در تقاطع دی آلبرتز به ۸ میلیون تن در سال در تقاطع اوریل می‌رسد. بستر رودخانه فلای در این ناحیه ماسه‌ای می‌باشد. دبی متوسط سالیانه در تقاطع اوریل تقریباً برابر با ۳۱۰۰ مترمکعب بر ثانیه است. دشت سیلابی رودخانه استریکلند در شکل ۵-۱ نشان داده شده است. ۲۶۹ کیلومتر بالاتر از تقاطع اوریل، یک انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی رخ می‌دهد. رودخانه استریکلند بار رسوب سالیانه ۷۰ میلیون تن

در سال را در تقاطع اوریل حمل می‌کند. رودخانه‌های فلای و استریکلند، رودخانه‌های بزرگ گرمسیری می‌باشند. رودخانه در بین ۱۰ تا ۴۰ درصد از زمان در حالت سیلابی قرار دارد و دبی حالت پر بیشتر از دبی متوسط سالیانه می‌باشد [۳۱].

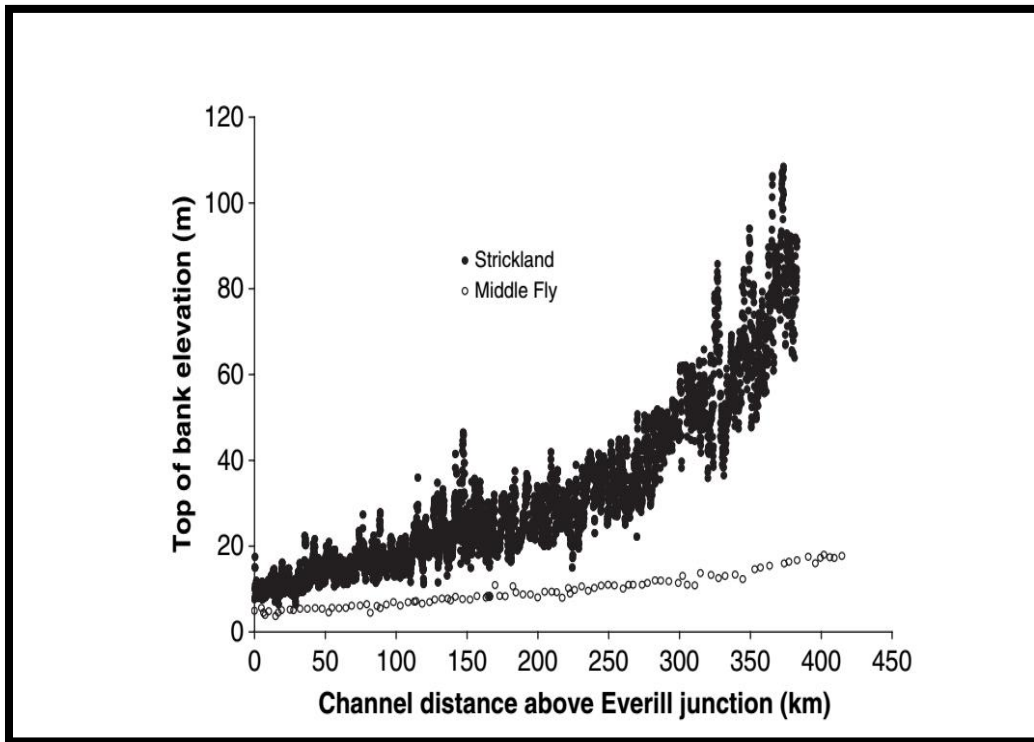


شکل ۵-۱. تصویر ماهواره‌ای مشروح از سیستم رودخانه فلی-استریکلند [۳۱].



شکل ۵-۲. تصویر توپوگرافی سیستم رودخانه فلی - استریکلند [۳۱].





شکل ۵-۳. پروفیل ارتفاع سطح آب رودخانه فلای و رودخانه استریکلند در بالادست تقاطع اوریل. پروفیل از نقشه‌های توپوگرافی ماهواره‌ای بدست آمده است [۳۱].

پروفیل طولی رودخانه‌های فلای و استریکلند در بالادست تقاطع اوریل در شکل ۵-۳ آمده است. شیب رودخانه فلای در نزدیکی تقاطع اوریل تقریباً  $0.00001$  می‌باشد. شیب مربوط به نواحی ماسه‌ای و شنی رودخانه استریکلند به ترتیب برابر با  $0.00001$  و  $0.00046$  می‌باشد. شیب بیشتر ناحیه ماسه‌ای رودخانه استریکلند نسبت به رودخانه فلای قبل از تقاطع اوریل باعث می‌شود که رسوبات بیشتر و درشت‌تری حمل شود. رودخانه فلای از تقاطع اوریل تا نقطه شروع مدخل (BEF) طولی تقریباً برابر با  $290$  کیلومتر و شیب متوسطی برابر با  $0.000015$  دارد. سیستم رودخانه فلای استریکلند که در مدلسازی استفاده شد به صورت زیر می‌باشد :

یک شاخه منفرد بدون هیچ گونه شاخه‌های فرعی از خلیج پاپوا تا تقاطع اوریل و سپس از محل تقاطع اوریل تا محل انتقال بستر سنگی به رسوبی در رودخانه استریکلند امتداد می‌یابد. برای ساده سازی، انتقال بستر شنی به ماسه‌ای با انتقال بستر سنگی به رسوبی جایگزین می‌شود. این رودخانه از زمان  $21000$  سال پیش تا زمان حاضر مدلسازی شده است. سطح آب دریا در بین سال‌های  $15000$ - تا  $6000$ - سال با نرخ  $10$  میلیمتر در سال افزایش می‌یابد. در سالهای  $21000$ - سال تا  $15000$ - سال سطح آب دریا در حالت مینیمم بوده و در سال‌های  $6000$ - تا زمان حاضر در حالت ماکزیمم خود قرار دارد. همانند اغلب رودخانه‌های ماسه‌ای بزرگ، رودخانه‌های فلای و استریکلند یک الگوی عمومی از

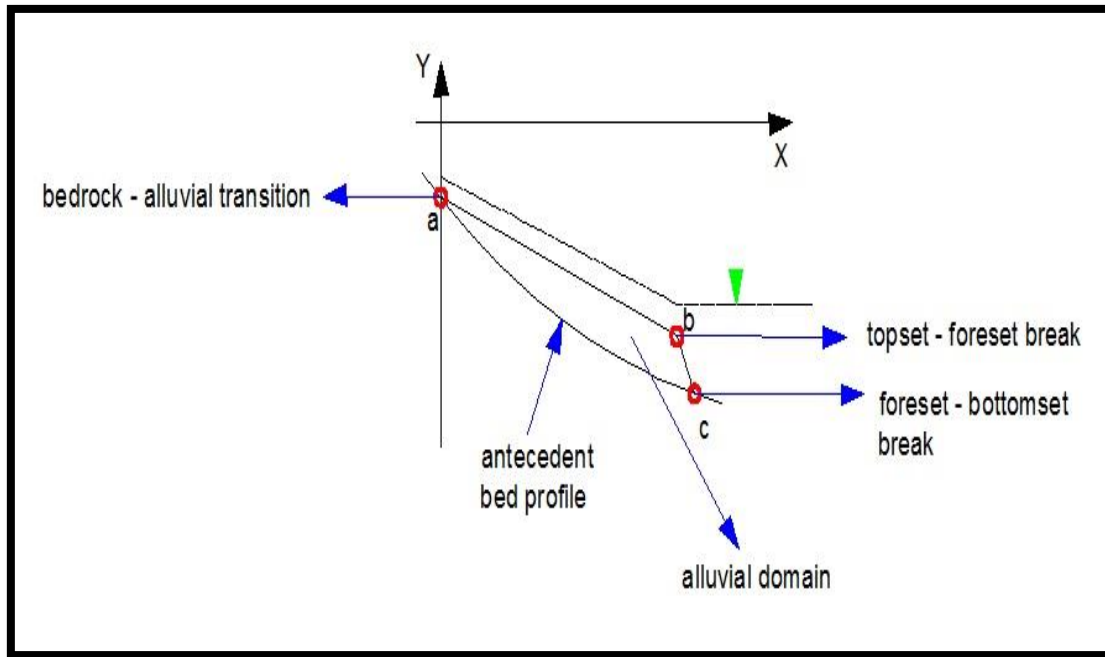
توزیع خصوصیت اندازه ذرات در جهت پایین دست را نشان می‌دهد. ادغام توزیع اندازه ذرات در مدل‌سازی رودخانه امکان پذیر است. [۳۱].

#### ۵-۲-۴. شرح مدل

در این پایان نامه سه حالت متفاوت مدل‌سازی شده است. زمان کل محاسبات برای هر سه حالت ۲۱۰۰۰ سال است. حالت A یک حالت مبنا بوده که در آن سطح آب دریا ثابت نگه داشته شده است. در حالت B در سه هزار سال اول سطح آب در ارتفاع 120 m- نگه داشته شده، برای ۱۲۰۰۰ سال بعد با نرخ 10 mm/year افزایش یافته تا به ارتفاع صفر رسیده و برای ۶۰۰۰ سال باقی مانده در همان ارتفاع صفر باقی می‌ماند. حالت C مشابه حالت B است. ولی در این حالت نرخ تغذیه رسوب با ضریب ۲.۹۲ از ۰.۸ به ۲.۳۳۶ متر مکعب بر ثانیه افزایش یافته است. همچنین شیب بستر رسوبی اولیه  $S_{fi}$  با همان ضریب افزایش یافته است. پارامترهایی که در مدل‌سازی سیستم رودخانه فلای استریکلند استفاده می‌شود به صورت جدول ۵-۱ است.

#### ۵-۲-۵. هندسه مدل

در حالت کلی هندسه رودخانه در مدل‌سازی عددی به صورت شکل ۵-۴ است. یک کانال با کف سنگی، شیب ثابت  $S_b$  دارد ( یعنی شیب بستر سنگی نسبت به زمان ثابت است ) و آب را با دبی در واحد عرض  $q_w$  انتقال می‌دهد. ذرات با قطر  $D$  در انتهای بالادست با دبی  $q_{ts}$  تغذیه شده‌اند.



شکل ۵-۴. هندسه مدل، سطح مینا ۱۲۰ متر بالاتر از سطح آب دریا است.

سطح مینا ۱۲۰ متر بالاتر از سطح آب در نظر شده است. در اینجا سه مرز متحرک وجود دارد که با حروف a و b و c نشان داده شده‌اند. نقطه a محل انتقال بستر سنگی به رسوبی را نشان می‌دهد که این نقطه، نقطه ابتدایی محدوده رسوبی می‌باشد. نقطه b محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی می‌باشد و نقطه c محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی است. هدف شرح دادن مورفودینامیک تغییرات تدریجی رودخانه به عنوان تابعی از زمان و نحوه تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی نسبت به زمان است.

#### ۵-۲-۶. فلوجارت برنامه

مدلسازی با برنامه نویسی به زبان ویژوال بیسیک<sup>۱</sup> انجام شده است. حل عددی مطابق نمودار گردش در شکل ۵-۲۲ می‌باشد. فضای حل از محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی شروع شده است. ناحیه رسوبی به ۱۳۶ گره محاسباتی با فاصله ۷۱۸۵.۲ متر تقسیم شده و در بالادست به فاصله ۳۵۹۲.۶ متر یک گره تصنعی<sup>۲</sup> برای تغذیه رسوب در نظر گرفته شده است. بنابراین گره‌هایی که دبی در آن محاسبه می‌شود، در بین گره‌هایی که ارتفاع بستر رودخانه در آن جا حساب می‌شود قرار می‌گیرد. بازه زمانی محاسبات  $\Delta t = 1.5$  سال است.

<sup>۱</sup>. visual basic

<sup>۲</sup>.ghost load

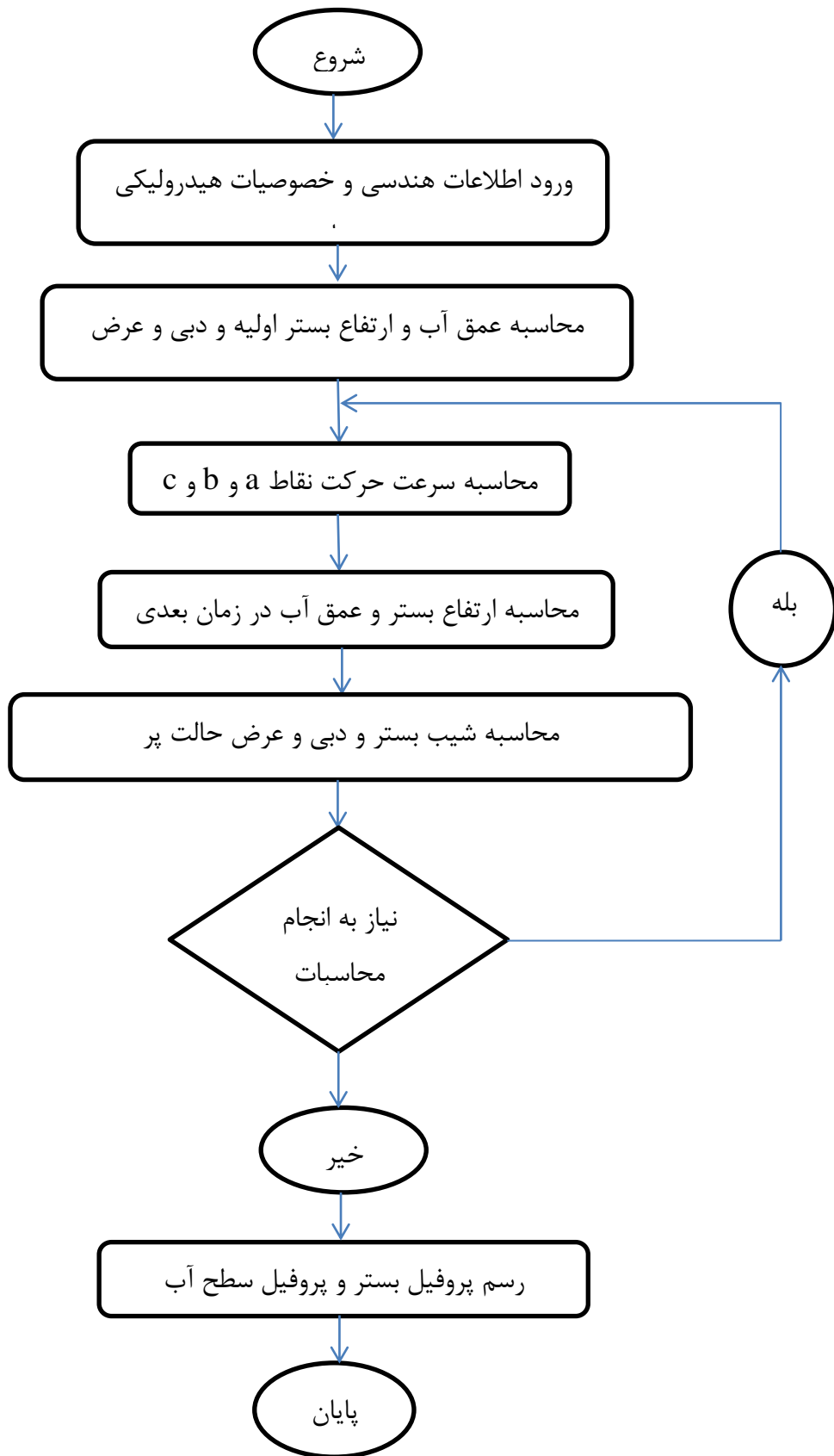
ابتدا پروفیل بستر اولیه با توجه به شیب اولیه ناحیه رسوبی و شیب بستر سنگی و شیب قسمت جلویی ناحیه رسوبی محاسبه می‌شود. با توجه به اینکه جریان زیر بحرانی است، بنابراین مقطع کنترل در انتهای پایین دست می‌باشد. برای محاسبه عمق آب، از گره آخر شروع می‌کنیم و به سمت بالادست حرکت می‌کنیم. عمق آب با روش پیش بینی - اصلاح محاسبه می‌شود. برای هر گره ای که  $\frac{S_{fric}}{S} \geq r_S$  باشد، عمق آب از رابطه زیر بدست می‌آید :

$$\frac{dH_{bf}}{dx} = S - S_{fric} \quad (1-5)$$

در غیر این صورت

$$H_{bf} = \xi(t) - \eta(x, t) \quad (2-5)$$

عرض کانال  $B_{bf,i}$  در هر گره از رابطه ۳-۸۷ و دبی انتقال رسوب  $Q_{sbf,i}$  از رابطه ۳-۸۸ حساب می‌شود. سرعت حرکت نقاط a و b و c به ترتیب طبق روابط ۴-۳۷ و ۴-۳۹ و ۴-۳۸ حساب می‌شوند. سپس پروفیل ارتفاع بستر در زمان بعدی از رابطه ۴-۴۰ حساب می‌شود. مشتقات مکانی موجود در رابطه ۴-۴۰ طبق رابطه ۴-۴۱ و ۴-۴۲ تقریب زده می‌شود.



شکل ۵-۵. فلوجارت حل عددی

## ۵-۲-۷. داده‌های موجود

جدول ۵-۱. داده‌های ورودی مدل عددی [۲۵].

پارامتر	مقدار	واحد	شرح پارامتر
$Q_{bf}$	۵۷۰۰	$m^3 \cdot sec^{-1}$	دبی حالت پر
$I_f$	۰.۱۷۵		ضریب تناوب جریان
$Q_{sbff}$	۰.۸	$m^3 \cdot sec^{-1}$	نرخ تغذیه رسوب در طول سیلاب
$M_{sandf}$	۱۱.۷	$Mt \cdot year^{-1}$	نرخ تغذیه رسوب متوسط سالیانه
$M_{sedf}$	۷۸.۱	$Mt \cdot year^{-1}$	نرخ تغذیه رسوب متوسط سالیانه (ماسه و گل و لای)
$\Lambda$	۱		نسبت گل و لای به ماسه
$\Omega$	۲		انحراف کانال
$C_{zbf}$	۲۵		ضریب مقاومت بستر شزی
$D$	۰.۲۵	mm	خصوصیت اندازه ماسه
$B_f$	۱۲۰۰۰	m	عرض دشت سیلابی
$S_{fi}$	۹۷۰۰۰۰	m	طول اولیه ناحیه رسوبی
$S_{fi}$	۰.۰۰۰۱		شیب اولیه بستر رسوبی
$S_{bb}$	۰.۰۰۰۴۶		شیب بستر سنگی در نقطه a
$S_{sb}$	۰.۰۰۰۷۵		شیب بستر سنگی در نقطه c
$S_{fore}$	۰.۰۰۱۶		شیب قسمت جلویی
$\xi_i$	-۱۲۰	m	ارتفاع اولیه سطح دریا
$\eta_{fi}$	-۱۳۰	m	ارتفاع اولیه محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی
$\eta_{bi}$	-۱۷۰	m	ارتفاع اولیه محل انتقال قسمت جلویی به قسمت پایینی
$\lambda_p$	۰.۳۵		تخلخل کانال/دشت سیلابی
$R$	۱.۶۵		وزن مخصوص مستغرق رسوب
$\tau_{form}^*$	۱.۸۲		عدد شیلدز تشکیل کانال

## ۵-۳. نتایج مدل

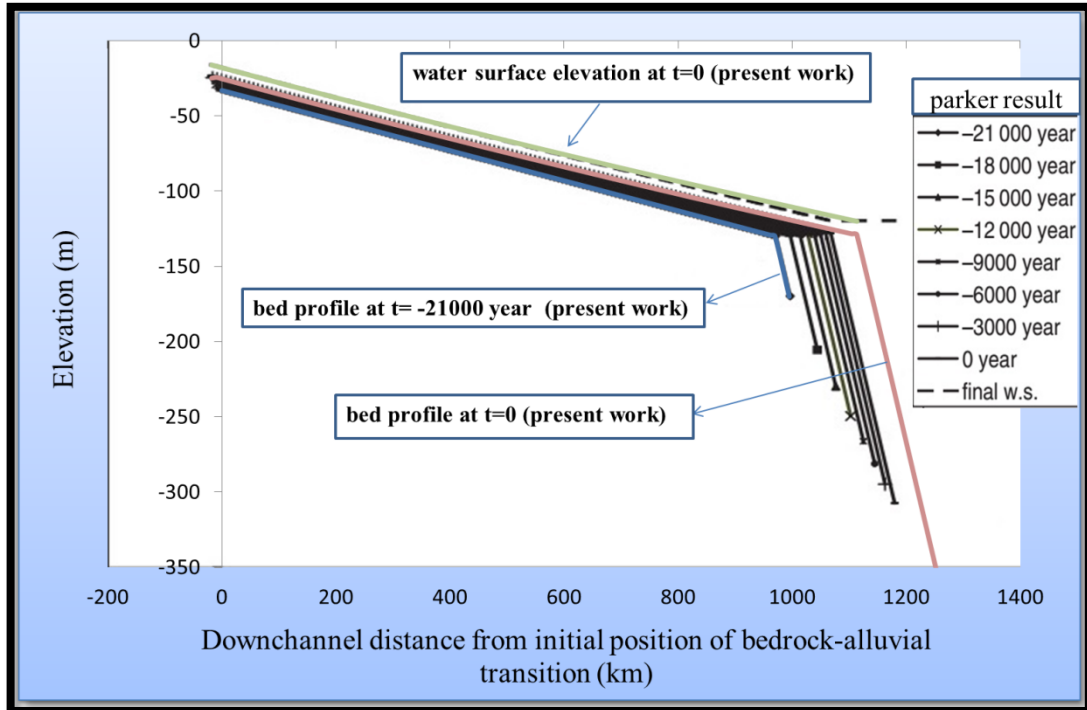
## ۵-۳-۱. حالت A

نتایج برای حالت A در شکل‌های ۵-۶ تا ۵-۱۱ آمده است. چون فرضیات این مدل با فرضیات پارکر یکی است، بنابراین در این نمودارها، نتایج پارکر به عنوان پس زمینه انتخاب شده است تا صحت نتایج برنامه نوشته شده بررسی شود.

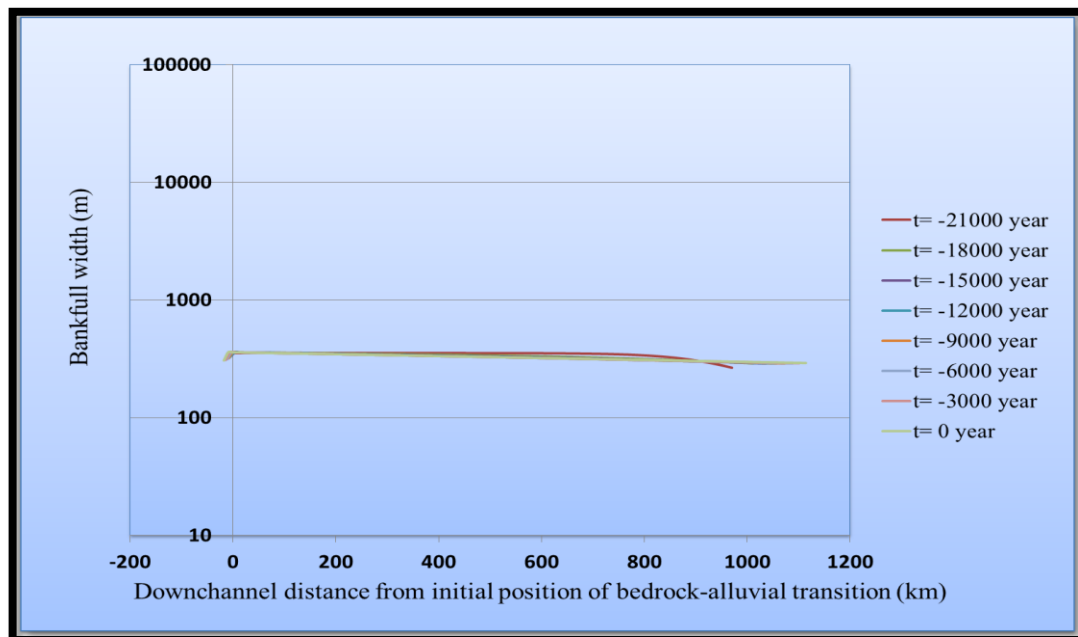
شکل ۵-۶ پروفیل بستر را برای ۸ زمان مختلف و پروفیل سطح آب را برای زمان  $t=0$  نشان می‌دهد. دلتای رودخانه به طور یکنواخت در تمام زمان به سمت خارج حرکت می‌کند. پروفیل‌ها تقریباً یک شیب ثابت دارند. در حقیقت پروفیل‌ها دارای تقعر به سمت بالا با شیبی که در جهت پایین دست کاهش می‌یابد، می‌باشند. ولی این کاهش شیب خیلی کم است. شیب بستر از  $0.000103$  در محل انتقال بستر سنگی به رسوبی به  $0.0000921$  در محل انتقال از قسمت بالایی به قسمت جلویی کاهش می‌یابد. شکل ۵-۷ تغییرات در جهت جریان عرض حالت پر رودخانه و شکل ۵-۸ نرخ انتقال رسوب را در همان هشت زمان نشان می‌دهند. تقعر جزئی رو به بالای شکل ۵-۸ این مفهوم را می‌رساند که نرخ انتقال رسوب به طور آهسته در جهت پایین دست کاهش می‌یابد. در نتیجه با کاهش یافتن دبی انتقال رسوب، عرض حالت پر نیز در جهت پایین دست کاهش می‌یابد. شکل ۵-۹ تغییرات در جهت جریان عمق حالت پر  $H_{bf}$  را نشان می‌دهد. عمق آب در نزدیکی انتهای پایین دست در زمان‌های اولیه افزایش می‌یابد. این بدین دلیل است که پروفیل اولیه بستر شیب ثابتی دارد. شکل ۵-۱۰ مکان انتقال ناحیه بالایی به ناحیه جلویی و مکان خط ساحلی را نشان می‌دهد. این دو مقدار در کل بازه زمانی با هم برابر بوده و دلتا به طور پیوسته به سمت جلو حرکت کرده و برگشت نمی‌کند. این به این معنی است که تحویل رسوب به جلوی دلتا صفر نمی‌شود و بنابراین دلتا برگشت نمی‌کند. شکل ۵-۱۱ تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی را نشان می‌دهد. با گذشت زمان این نقطه با سرعت کم به سمت بالادست حرکت می‌کند و ضخامت آن با گذشت زمان افزایش می‌یابد. در طول ۲۱۰۰۰ سال مکان انتقال بستر سنگی به رسوبی  $17.7$  کیلومتر به سمت بالادست حرکت می‌کند، و بستر رسوبی در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی،  $8.15$  متر افزایش ضخامت می‌دهد.

مکان انتقال قسمت بالایی به جلویی در ۲۱۰۰۰ سال به اندازه  $143.73$  کیلومتر به سمت خارج حرکت می‌کند. در زمان حاضر دبی انتقال رسوب از مقدار  $0.8$  متر مکعب بر ثانیه به مقدار  $0.647$  متر مکعب بر ثانیه در جهت پایین دست کاهش می‌یابد و عرض حالت پر جریان در زمان حاضر در جهت

پایین دست از مقدار ۳۰۶.۲۶ متر به ۲۹۱.۴ متر کاهش یافته و عمق حالت پر جریان از ۸.۶۷ متر به ۹.۱۱ متر افزایش می‌یابد.

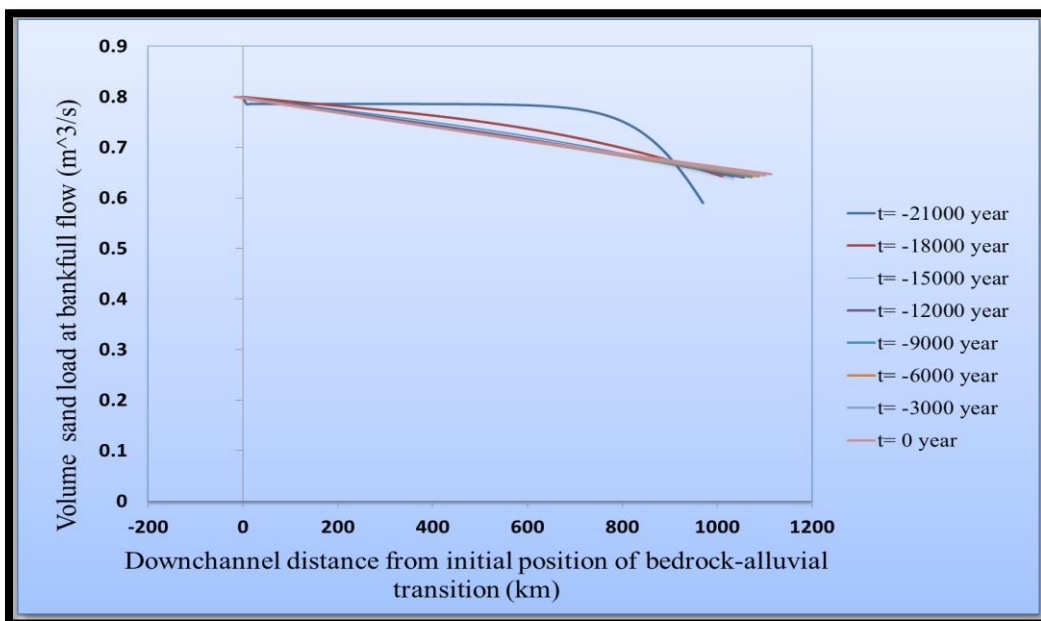


شکل ۵-۶. پروفیل طولی سیستم رودخانه فلابی - استریکلند با فرض ثابت بودن سطح آب دریا.

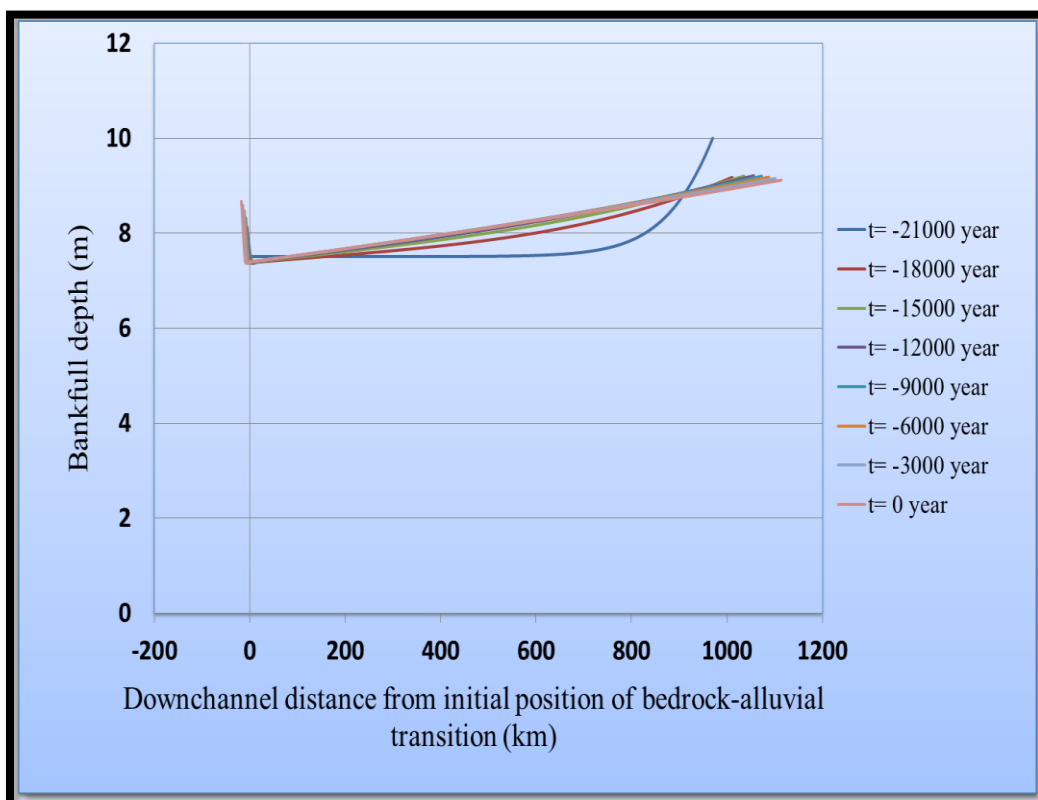


شکل ۵-۷. تغییرات عرض حالت پر سیستم رودخانه فلابی - استریکلند.

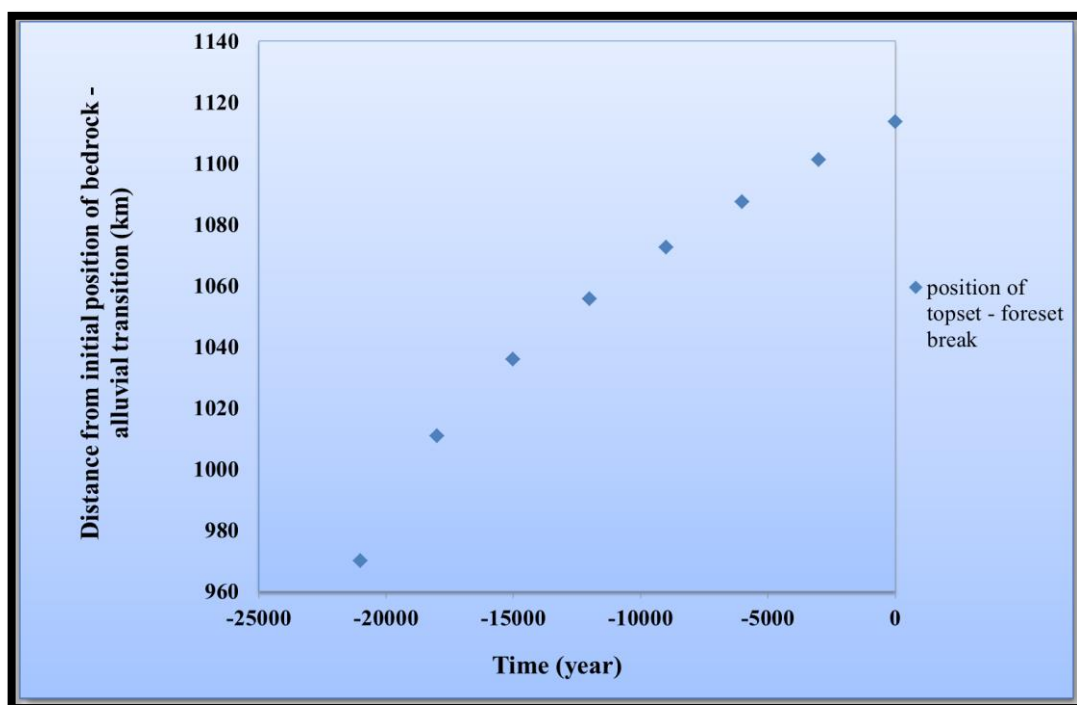




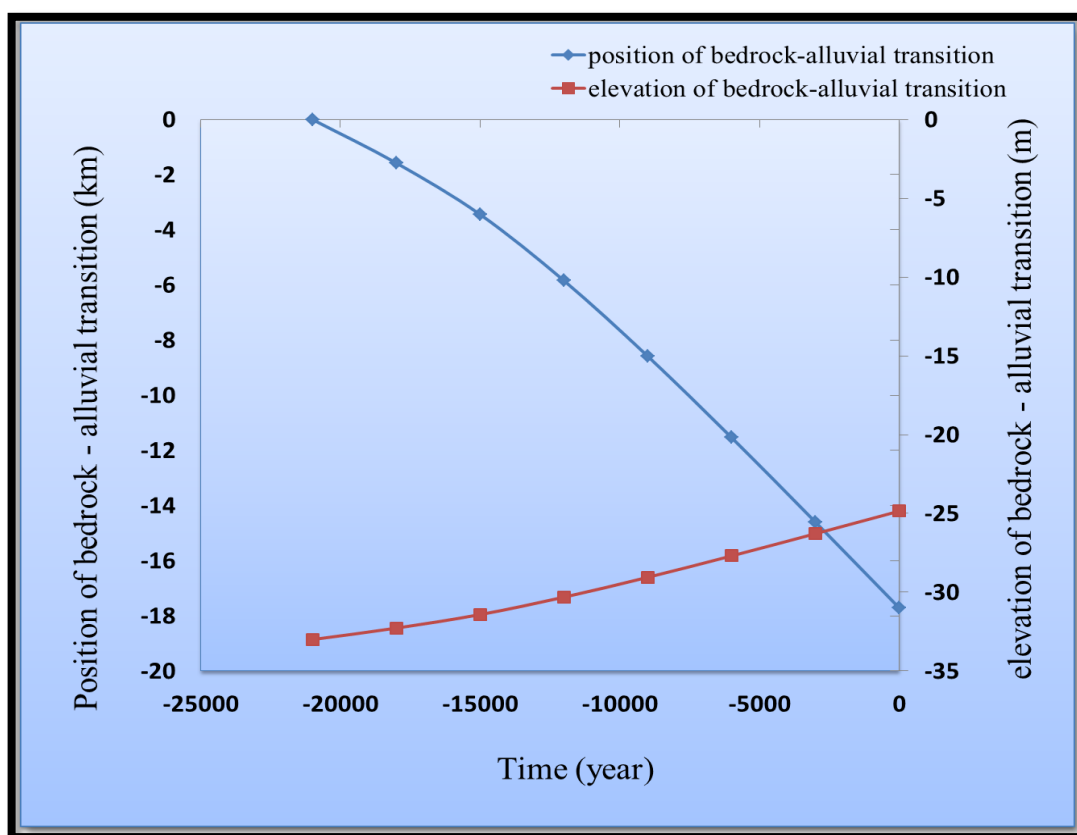
شکل ۵-۸. تغییرات دبی انتقال رسوب سیستم رودخانه فلای - استریکلند



شکل ۵-۹. تغییرات عمق حالت پر سیستم رودخانه فلای - استریکلند



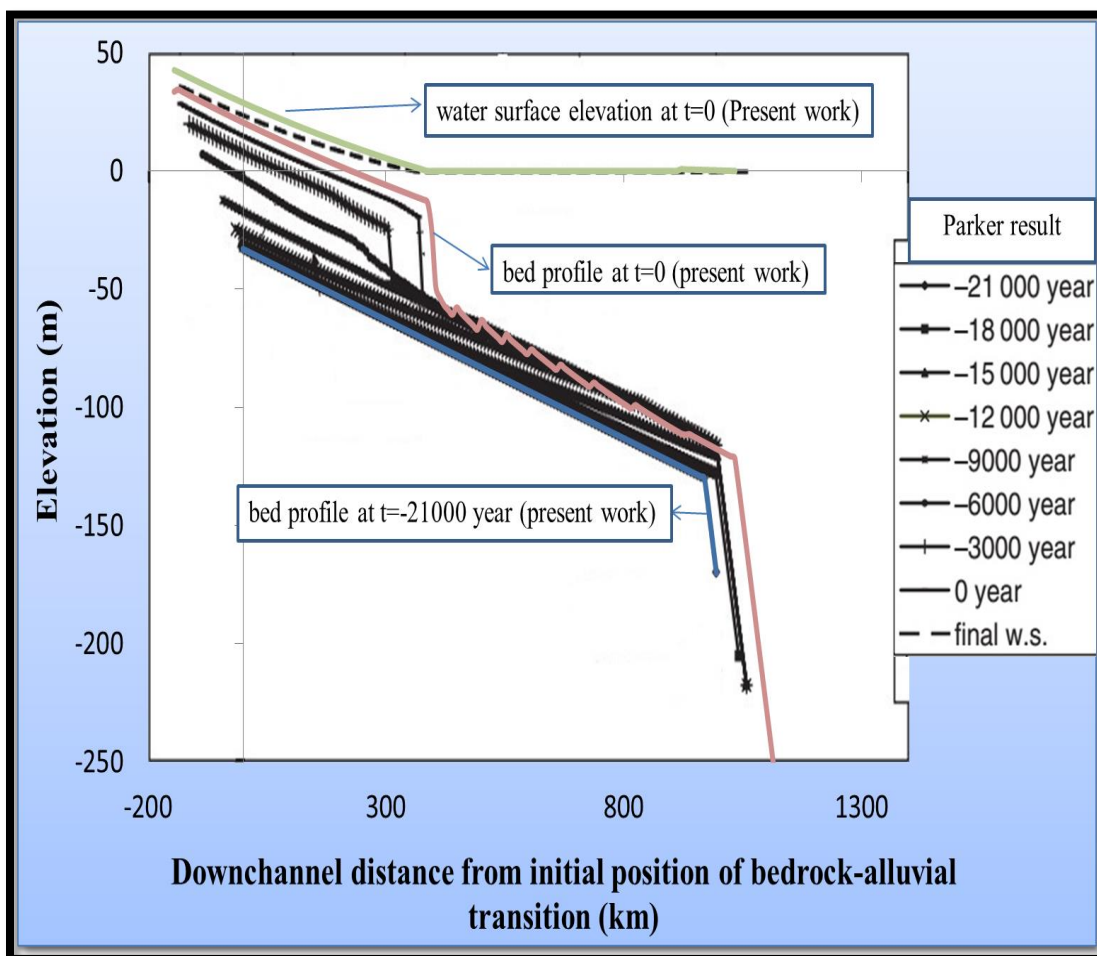
شکل ۵-۱۰. تغییرات طول ناحیه رسوبی



شکل ۵-۱۱. منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی

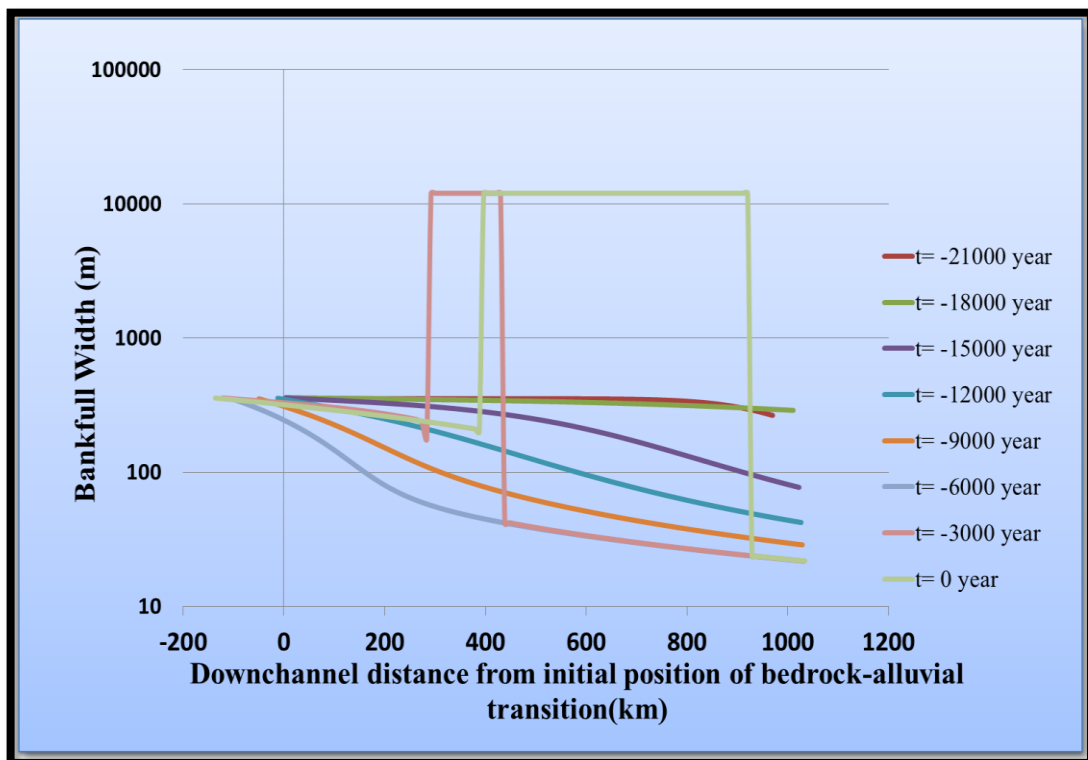
## ۵-۳-۲. حالت B

نتایج برای حالت B در شکل‌های ۱۲-۵ تا ۱۹-۵ خلاصه شده‌اند. شکل ۱۲-۵ پروفیل بستر را در همان هشت زمان نشان می‌دهد. دلتا در سه هزار سال اول به سمت خارج حرکت می‌کند. وقتی که افزایش سطح آب دریا شروع می‌شود، نرخ جلو رفتن دلتا کاهش می‌یابد و در نهایت دلتای اصلی رها شده و خط ساحلی برگشت می‌کند. وقتی که سطح آب دریا در زمان 6000- سال به حالت ماکزیمم خود می‌رسد، دلتا برگشت می‌کند و یک دلتای جدید شکل گرفته و در زمان‌های بعدی دوباره به سمت جلو حرکت می‌کند.

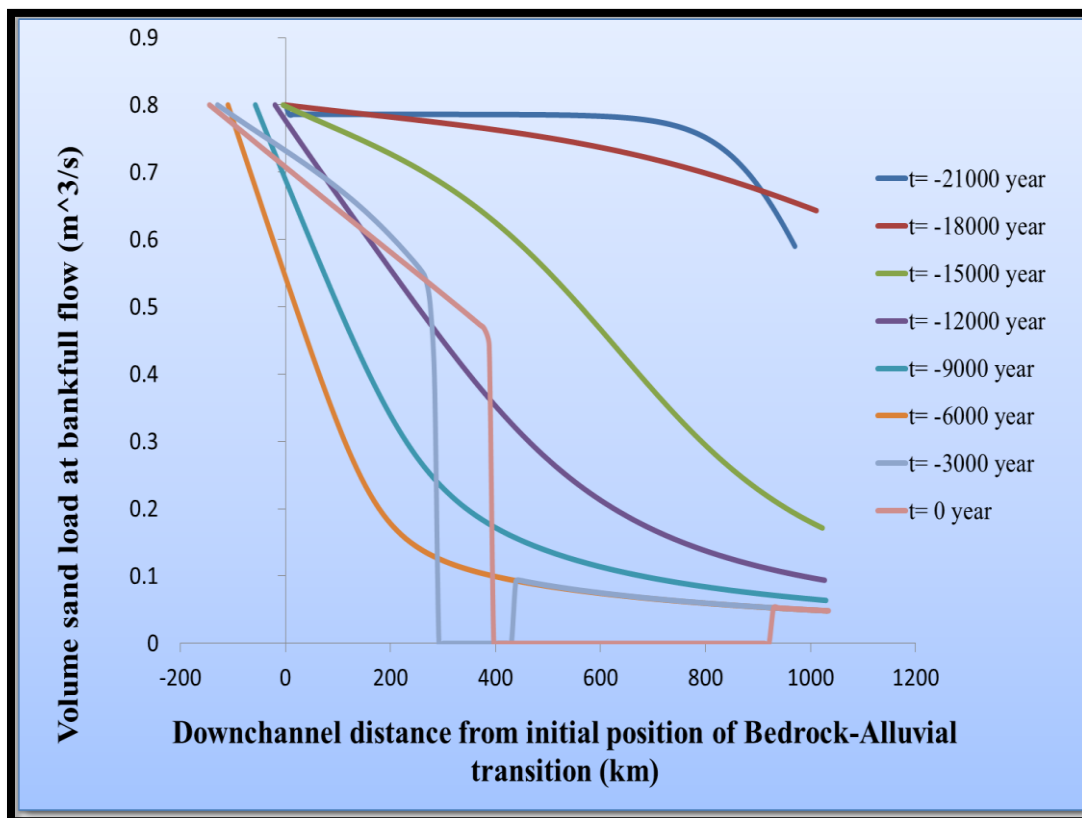


شکل ۵-۱۲. پروفیل بستر سیستم رودخانه فلابی - استریکلند و پروفیل سطح آب در زمان حاضر.

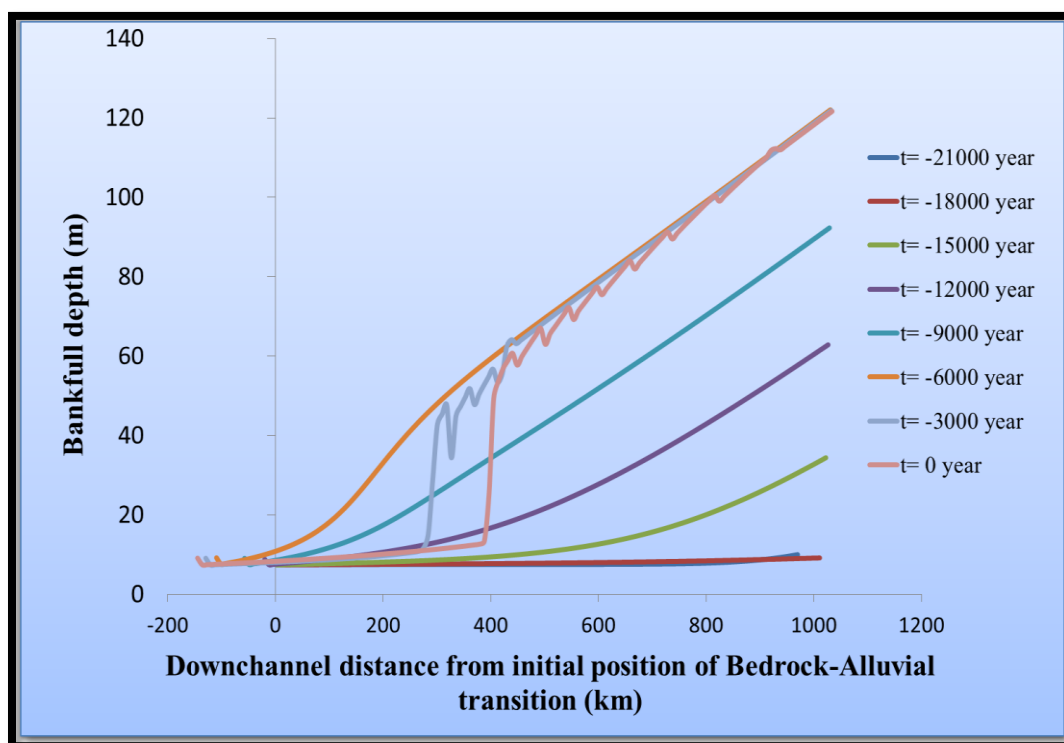
شکل ۵-۱۳ و ۵-۱۴ تغییرات  $B_{bf}$  و  $Q_{sbf}$  را در حالت  $B$  نشان می‌دهند. افزایش ناگهانی عرض حالت پر  $B_{bf}$  به عرض دشت سیلابی  $B_f$  که برابر با ۱۲۰۰۰ متر می‌باشد به این نکته اشاره می‌کند که دهانه رودخانه غرق شده است. در این حالت نرخ انتقال رسوب برابر با صفر می‌شود. کاهش قابل توجه بار رسوب در جهت پایین دست و افزایش عرض حالت پر مربوط به آن در طول برگشت جلوی دلتا، به وضوح در پروفیل بستر رودخانه منعکس شده است. شکل ۵-۱۵ تغییرات عمق حالت پر را نشان می‌دهد. کاهش مقادیر  $B_{bf}$  و  $Q_{sbf}$  در جهت پایین دست مربوط به افزایش عمق حالت پر در جهت پایین دست در طول برگشت دلتا می‌شود. این افزایش عمق جریان، غرق شدن تدریجی رودخانه را به دلیل افزایش سطح آب دریا سبب می‌شود. افزایش عمق و کاهش دبی و عرض رودخانه در زمان بعد از ۶۰۰۰- سال، وقتی که دیگر سطح آب دریا افزایش نمی‌یابد و یک دلتای جدیدی شکل می‌گیرد، بهبود می‌یابد.



شکل ۵-۱۳. عرض حالت پر رودخانه



شکل ۵-۱۴. بار حجمی رسوب در جریان حالت پر



شکل ۵-۱۵. عمق رودخانه در جریان حالت پر

شکل ۵-۱۶ فاصله محل انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی را از محل انتقال بستر سنگی به رسوبی، نشان می‌دهد. دلتای اولیه در زمان 15000- سال رها شده و جلوی دلتا در زمان 6000- سال برگشت می‌کند. بعد از این زمان، یک دلتای جدیدی شکل گرفته و به سمت خارج حرکت می‌کند. کمبود رسوب در خط ساحلی باعث می‌شود که خط ساحلی، زمانی که افزایش سطح آب دریا تمام می‌شود، ۷۴۸.۸ کیلومتر برگشت کند. سپس دلتای جدید ۱۰۴.۲۴ کیلومتر به سمت جلو حرکت می‌کند.

شکل ۵-۱۷ منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به رسوبی را نشان می‌دهد. منحنی آبی نشان می‌دهد که محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی به سمت بالادست حرکت می‌کند. منحنی قرمز نشان می‌دهد که ضخامت محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در حال افزایش است و ضخامت بستر زیاد می‌شود.

شکل ۵-۱۸ نتایج مدل را چک می‌کند. این شکل پروفیل رودخانه استریکلند را در بالادست تقاطع اوریل نشان می‌دهد. مربع‌های آبی کوچک، مقادیر واقعی بدست آمده از عکس‌های ماهواره‌ای در محدوده بین تقاطع اوریل و محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی است. مثلث‌های سبز، میانگین مقادیر واقعی را نشان می‌دهد. خط قرمز پر، ارتفاع سطح آب را در زمان حاضر برای حالت B نشان می‌دهد. مقادیر افقی برای خط قرمز پر را طوری در نظر می‌گیریم که فاصله بین محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی همان مقدار واقعی ۲۶۹ کیلومتر حفظ شود. مقادیر عمودی، عمق آب بدست آمده از مدل عددی برای محدوده مورد نظر می‌باشد. پروفیل محاسبه شده به وسیله مدل عددی و پروفیل اندازه گیری شده، به طور کامل با هم تطابق ندارند. مقدار خطای محاسباتی با رابطه زیر بدست می‌آید :

$$\text{error} = \text{Abs}(H_{\text{computed}} - H_{\text{average measured}}) \quad (۳-۵)$$

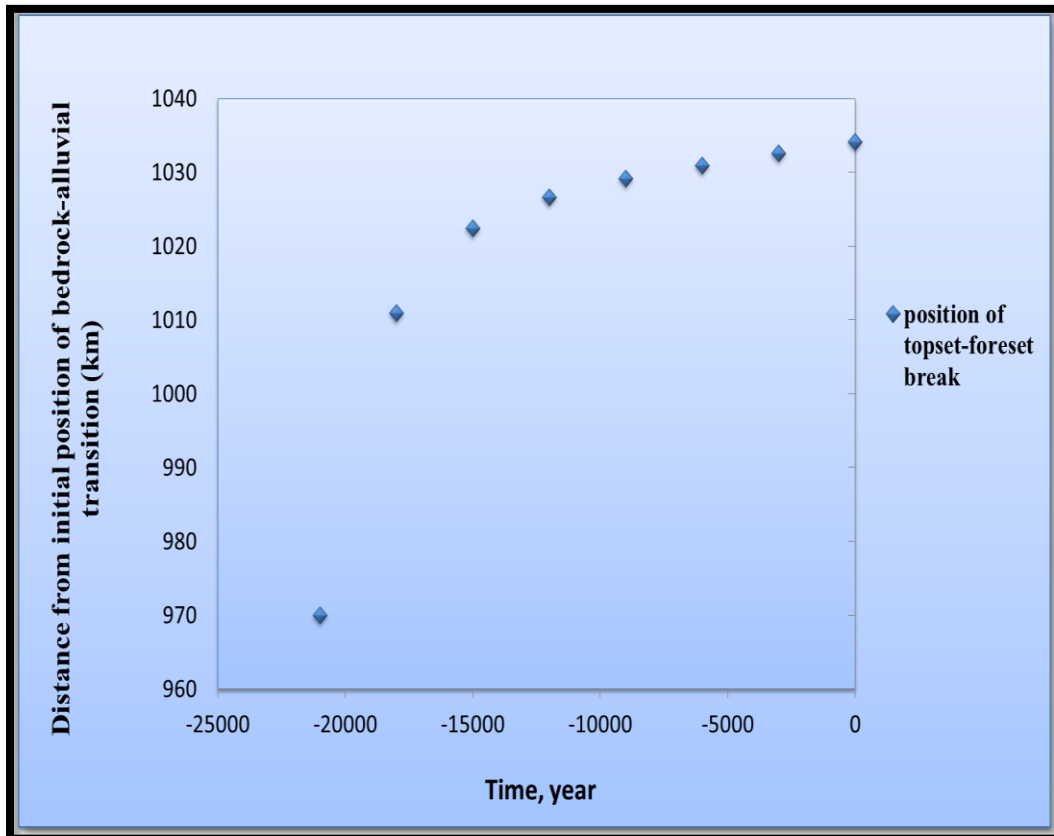
جذر میانگین مربع خطا و میانگین خطای مطلق از روابط ۵-۴ و ۵-۵ محاسبه می‌شود.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - N_i)^2} \quad (۴-۵)$$

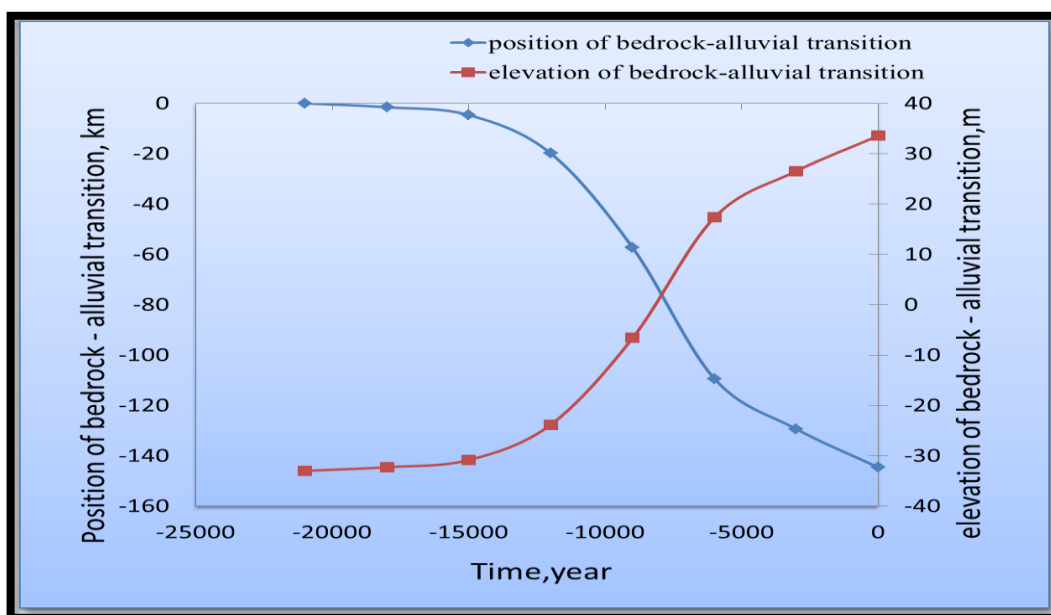
$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |E_i - N_i| \quad (۵-۵)$$

که در آن‌ها  $E_i$  نتایج آزمایشگاهی و  $N_i$  نتایج مدل عددی و  $n$  تعداد داده‌ها می‌باشد.

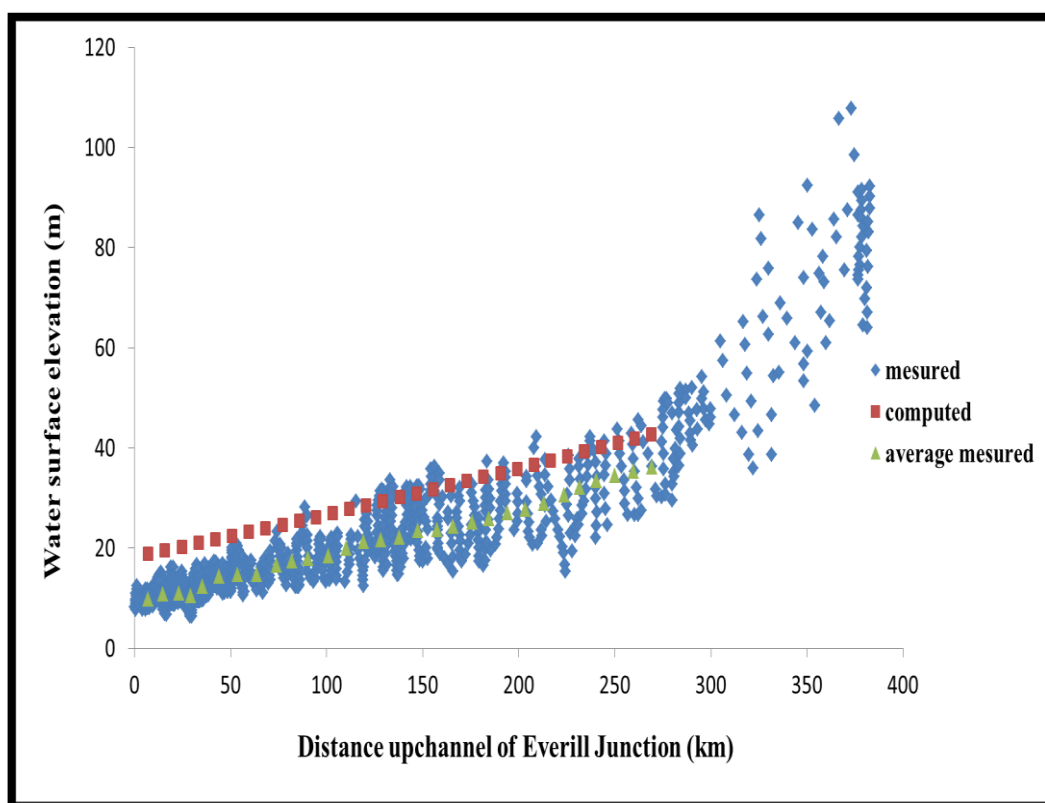
در شکل ۵-۱۹ اختلاف میان میانگین مقادیر واقعی و نتایج عددی مشخص است. میزان قدر مطلق خطا در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی برابر با ۶.۵۳ متر و در تقاطع اوریل برابر با ۹.۵ متر و میانگین خطای مطلق برابر با ۸.۸۲ متر می‌باشد. جذر میانگین مربع خطا برابر با ۸.۷۵ متر است.



شکل ۵-۱۶. طول ناحیه رسوبی

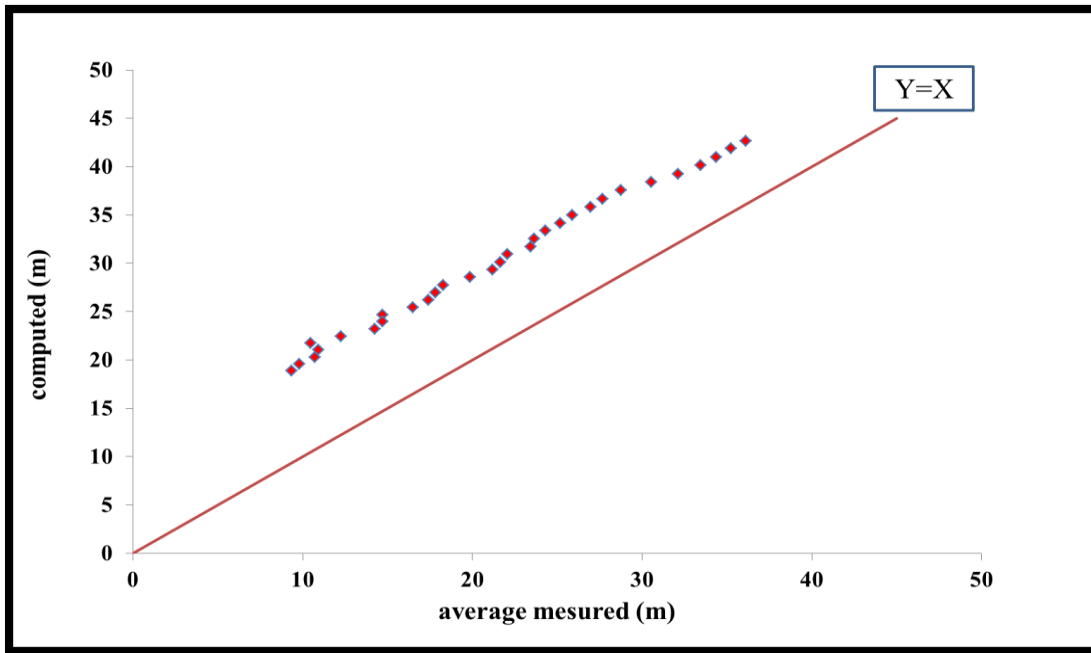


شکل ۵-۱۷. منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی



شکل ۵-۱۸. مقایسه مقادیر بدست آمده از مدل عددی و مقادیر واقعی در محدوده بین محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی و تقاطع اوریل



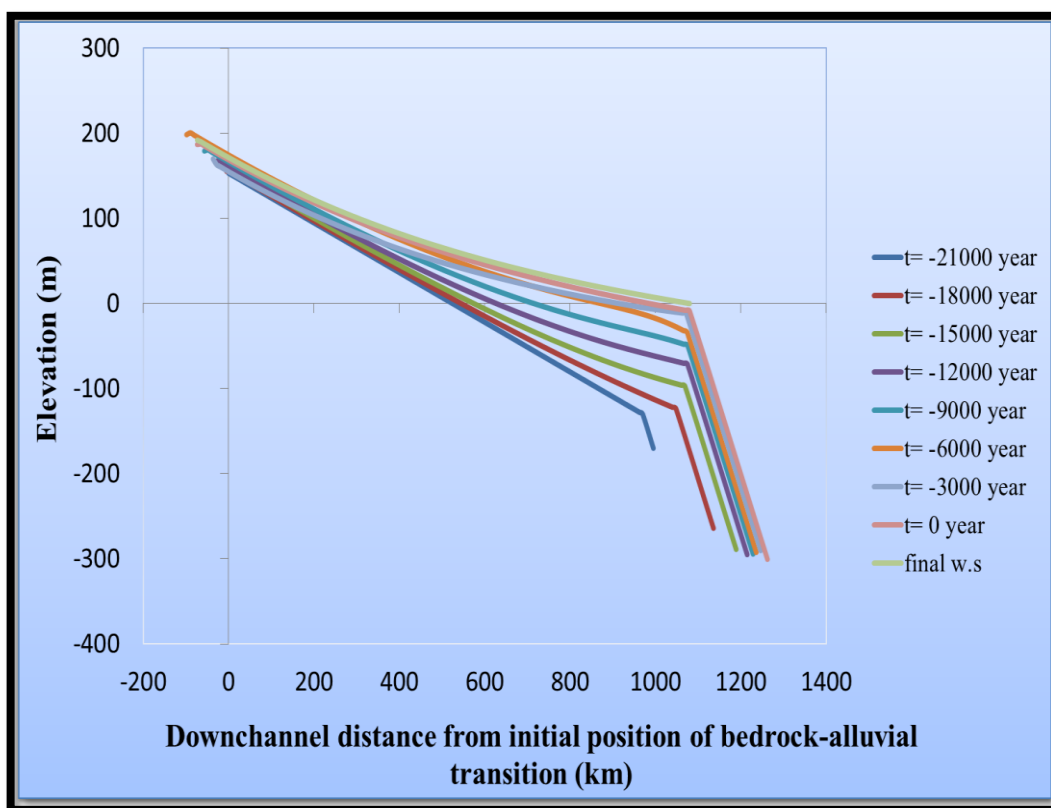


شکل ۵-۱۹. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین مقادیر واقعی

### ۵-۳-۳. حالت C

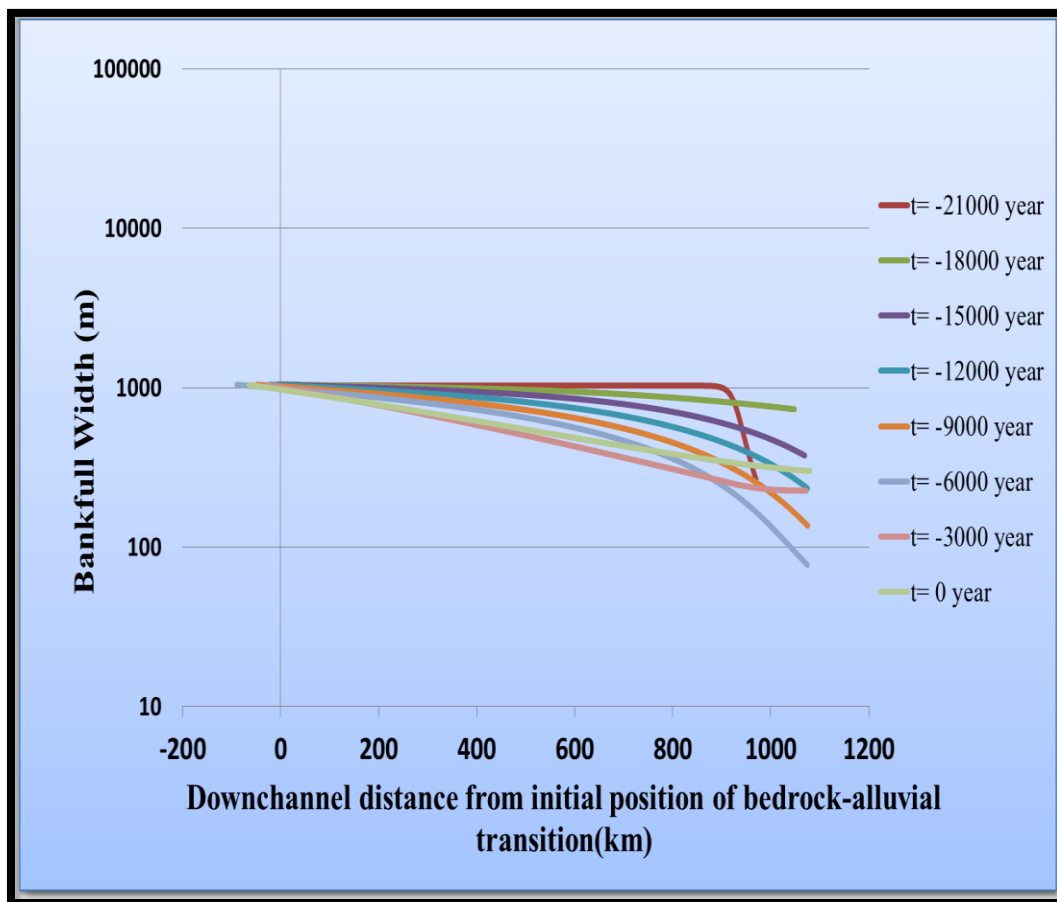
همانطور که موتو پیشنهاد کرد، دهانه همه رودخانه‌ها، به شرطی که سطح آب دریا افزایش یابد، برگشت می‌کند. مقدار کلی و مدت افزایش سطح آب دریا با ذوب شدن یخ در یخچال‌های بزرگ، کنترل می‌شود. افزایش سطح آب دریا همیشه پایدار نمی‌ماند. این سوال پیش می‌آید که آیا نرخ تغذیه رسوبی وجود دارد تا بتواند از برگشت دلتا در طول افزایش سطح آب دریا جلوگیری کند؟

افزایش تغذیه رسوب در بالادست می‌تواند برگشت دهانه رودخانه را به تأخیر اندازد. اگر برگشت دهانه رودخانه به تأخیر افتد و افزایش سطح آب دریا دیگر ادامه نیابد، دلتای رودخانه هرگز غرق نخواهد شد. نرخ تغذیه رسوب و شیب اولیه ناحیه رسوبی هردو با ضریب  $Q_{srat}$  افزایش می‌یابند و دهانه رودخانه برگشت نمی‌کند. مقدار بحرانی  $Q_{srat}=2.336 \text{ m}^3 \cdot \text{sec}^{-1}$  و  $S_{fi}=0.000292$  می‌باشد. نتایج برای حالت C در شکل های ۵-۲۰ تا ۵-۲۵ آمده است. در شکل ۵-۲۰ دیده می‌شود که جلوی دلتا بدون کمبود رسوب برگشت می‌کند و خط ساحلی هرگز رها نمی‌شود. محل انتقال بستر سنگی به رسوبی ۷۳.۱۱ کیلومتر به سمت بالادست حرکت می‌کند که این مقدار برای حالت B برابر با ۱۴۴.۶۴ کیلومتر مشاهده شده است. بار رسوب بیشتر در حالت C باعث می‌شود که شیب بستر رسوبی بیشتر شود. مقدار افزایش ضخامت در محل انتقال بستر سنگی به رسوبی ۳۳.۶۳ متر می‌باشد. مقدار افزایش ضخامت نسبت به حالت B کمتر است و این مقدار برای حالت B ۶۶.۵۳ متر است.



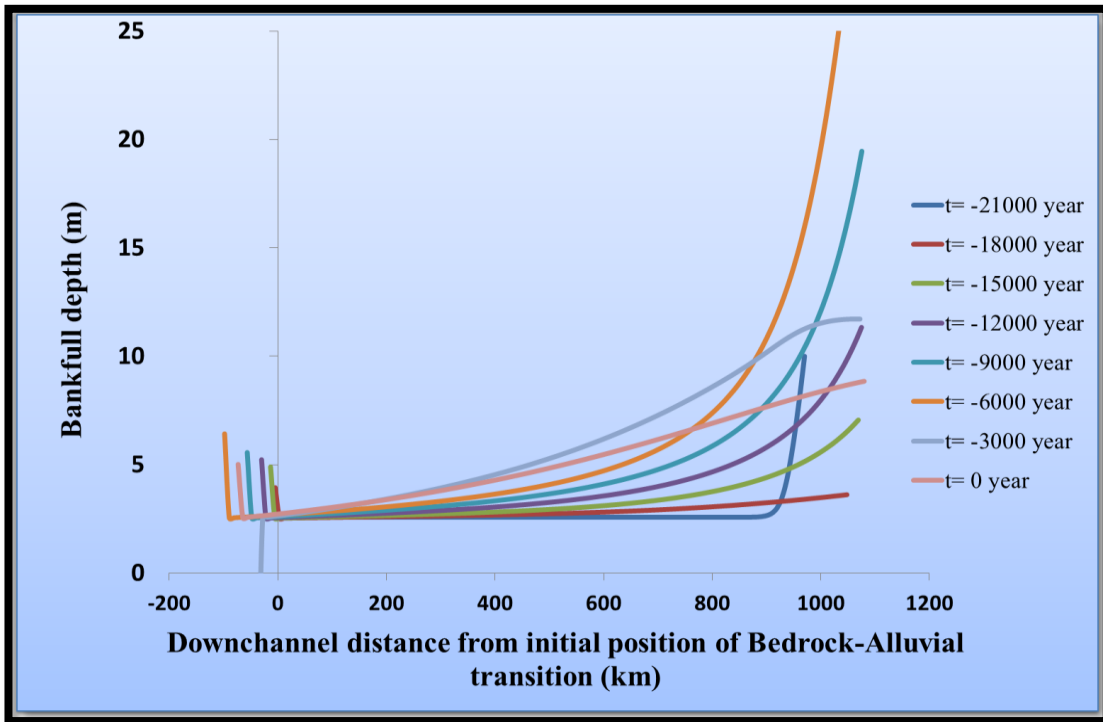
شکل ۵-۲۰. پروفیل بستر رودخانه با در نظر گرفتن افزایش تغذیه رسوب

شکل‌های ۵-۲۱ و ۵-۲۲ و ۵-۲۳ تغییرات  $B$  و  $H$  و  $Q$  محاسبه شده را برای حالت  $C$  نشان می‌دهند. این سه شکل یک غرق شدگی جزئی را در زمان اولیه ( $t = -21000$  year) نشان می‌دهند. افزایش سطح آب دریا از  $t = -18000$  سال شروع شده و در زمان  $t = -6000$  سال تمام می‌شود. ولی در این حالت دهانه دلتا غرق نشده و هرگز رها نمی‌شود. در حقیقت، در حالت  $C$  خط ساحلی هرگز رها نمی‌شود. بلکه دلتا یک برگشت آرام بدون کمبود رسوب از زمان شروع افزایش سطح آب دریا دارد.

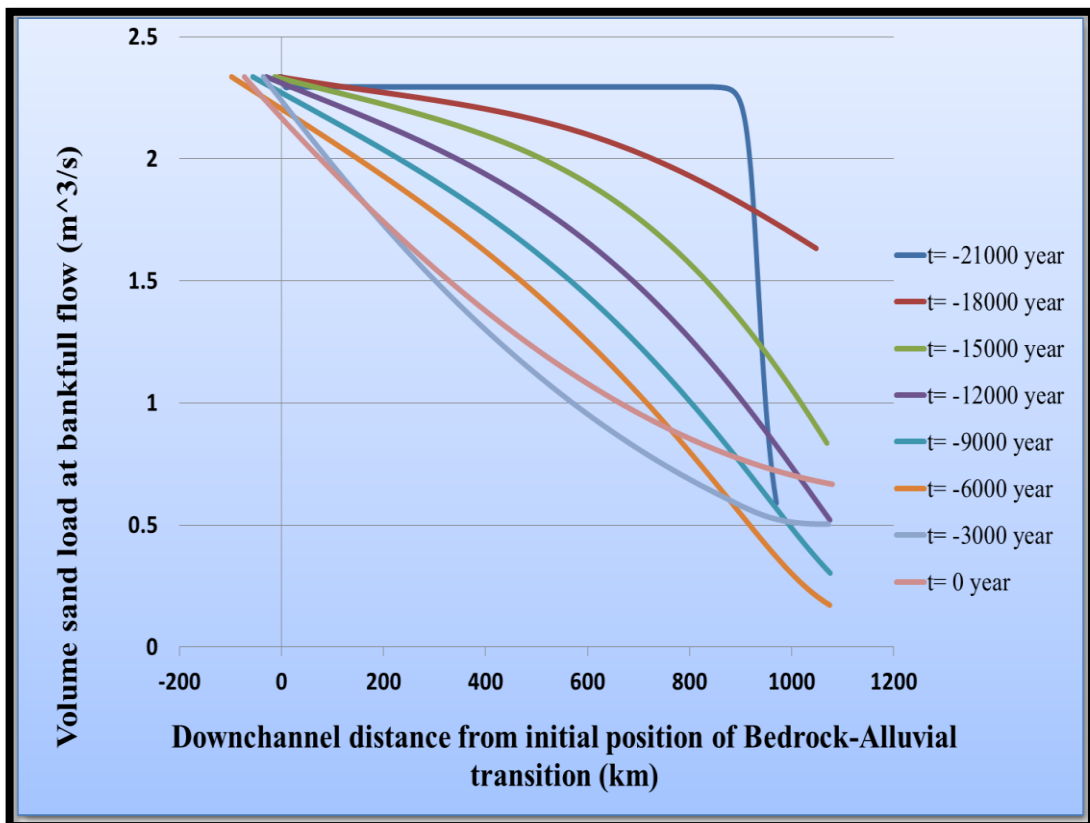


شکل ۵- ۲۱. عرض حالت پر رودخانه

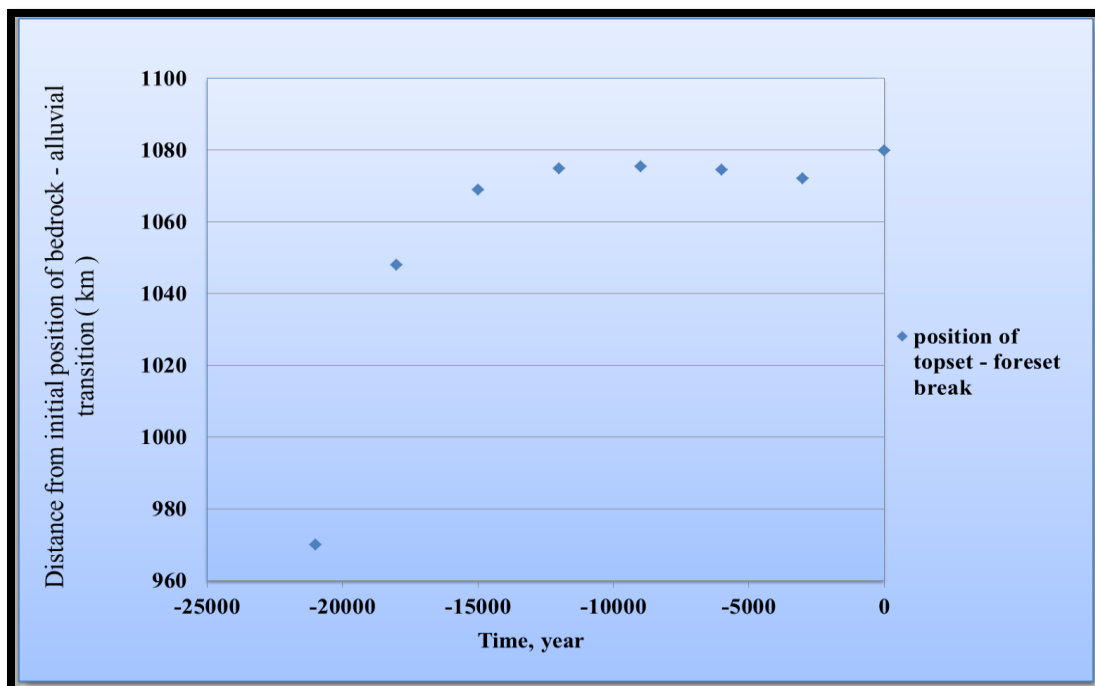
شکل ۵-۲۴ طول ناحیه رسوبی را برای حالت C نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل مشخص است، جلوی دلتا هرگز رها نشده و دلتا از سال  $t = -12000$  تا سال  $t = -3000$  سال بدون کمبود رسوب برگشت می‌کند. با توجه به شکل ۵-۲۵ مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ۷۳.۱۱ کیلومتر به سمت بالادست حرکت می‌کند و ۳۳.۶۳ متر افزایش ضخامت می‌دهد.



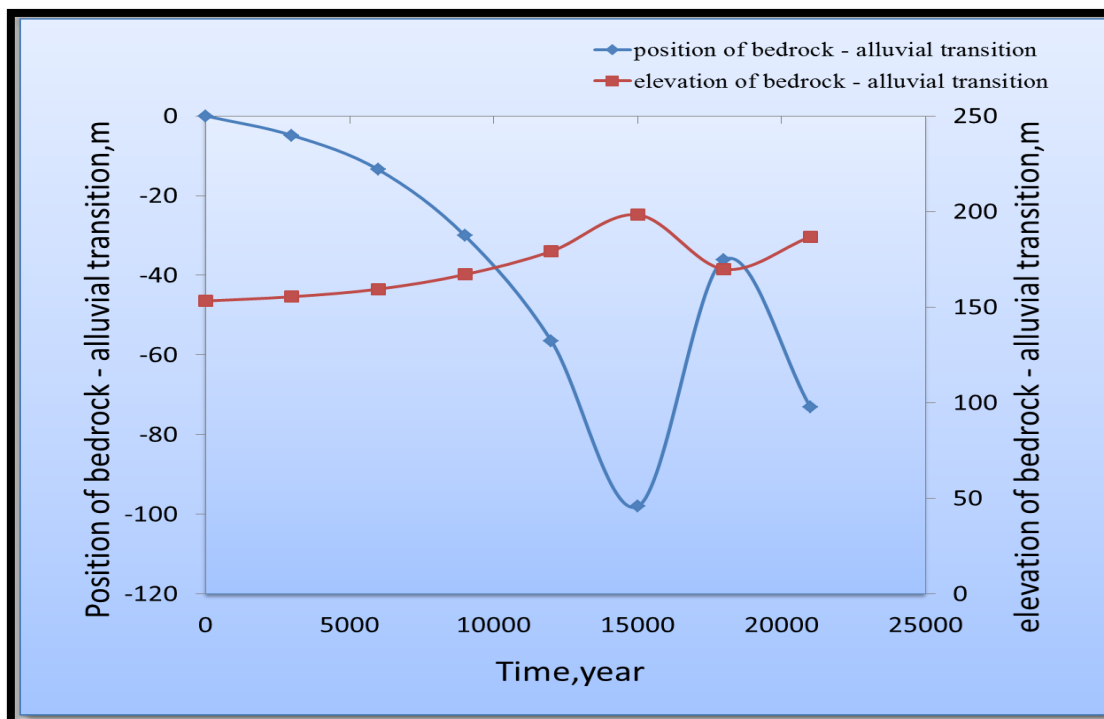
شکل ۵-۲۲. عمق حالت پر رودخانه



شکل ۵-۲۳. نرخ حجمی انتقال رسوب در جریان حالت پر



شکل ۵-۲۴. تغییرات طول ناحیه رسوبی



شکل ۵-۲۵. منحنی تغییرات مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی

## ۴-۵. اصلاح فرضیات برای حالت B

## ۴-۵-۱. تاثیر عدد فرود

با توجه به اینکه در فرضیات اولیه از اثرات عدد فرود در حل معادله برگشت آب صرفه نظر کردیم، در اینجا عدد فرود را در هر گره حساب می‌کنیم و اثرات آن را در محاسبه عمق جریان لحاظ می‌کنیم. بقیه فرضیات مانند فرضیات اولیه می‌باشد. نتایج به صورت اشکال ۴-۵ تا ۵-۳۳ می‌باشد. از روابط زیر برای محاسبه عدد فرود و عمق جریان استفاده می‌شود :

$$\frac{dH_{bf}}{dx} = S - S_{fric} \quad (۴-۵)$$

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gH}} \quad (۷-۵)$$

قسمتی از کد برای محاسبه عمق جریان و عدد فرود در اینجا آمده است :

For i = n To 2 Step -1

sfric(i) = (R \* D \* shildsform) / H(i)

s(i) = Abs(((y(i - 1) - y(i)) / dx))

If sfric(i) / s(i) >= rs Then

ubf = (R \* g \* D \* shildsform / cf) ^ 0.5

fr(i) = ubf / (g \* H(i)) ^ 0.5

Hp = H(i) + ((y(i) - y(i - 1)) + ((R \* D \* shildsform \* dx) / H(i))) / (1 - fr(i) ^ 2)

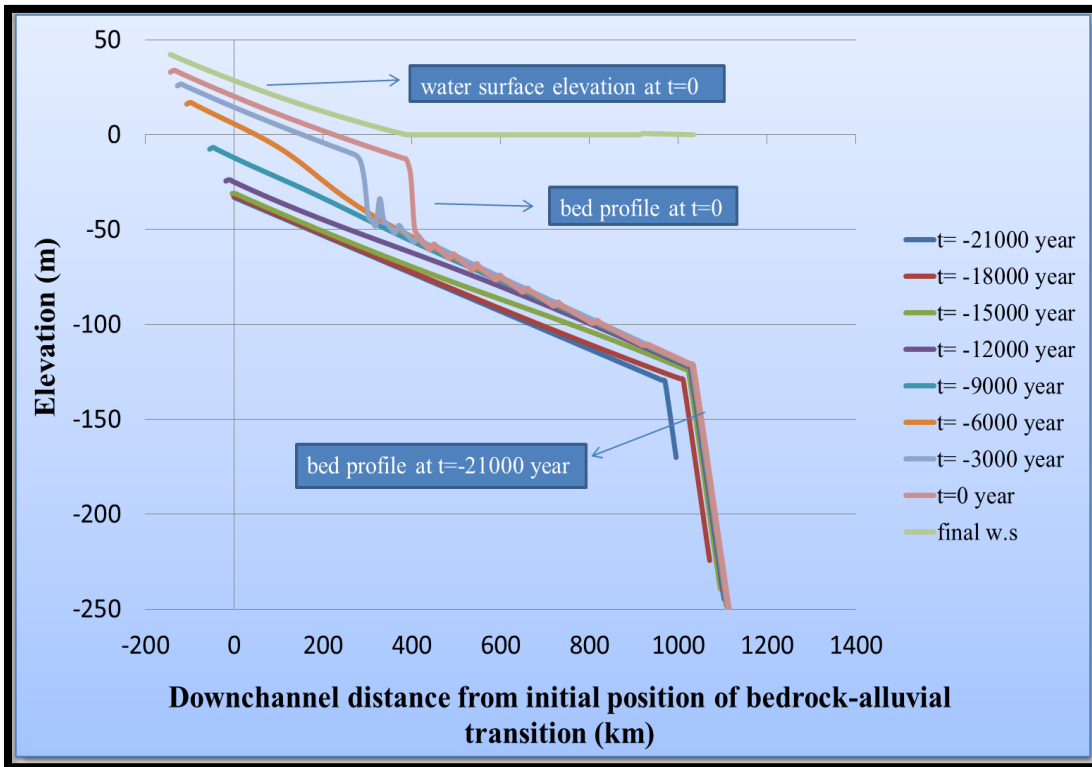
H(i - 1) = H(i) + ((y(i) - y(i - 1)) + 0.5 \* R \* D \* shildsform \* dx \* ((1 / H(i)) + (1 / Hp))) / (1 - fr(i) ^ 2)

Else

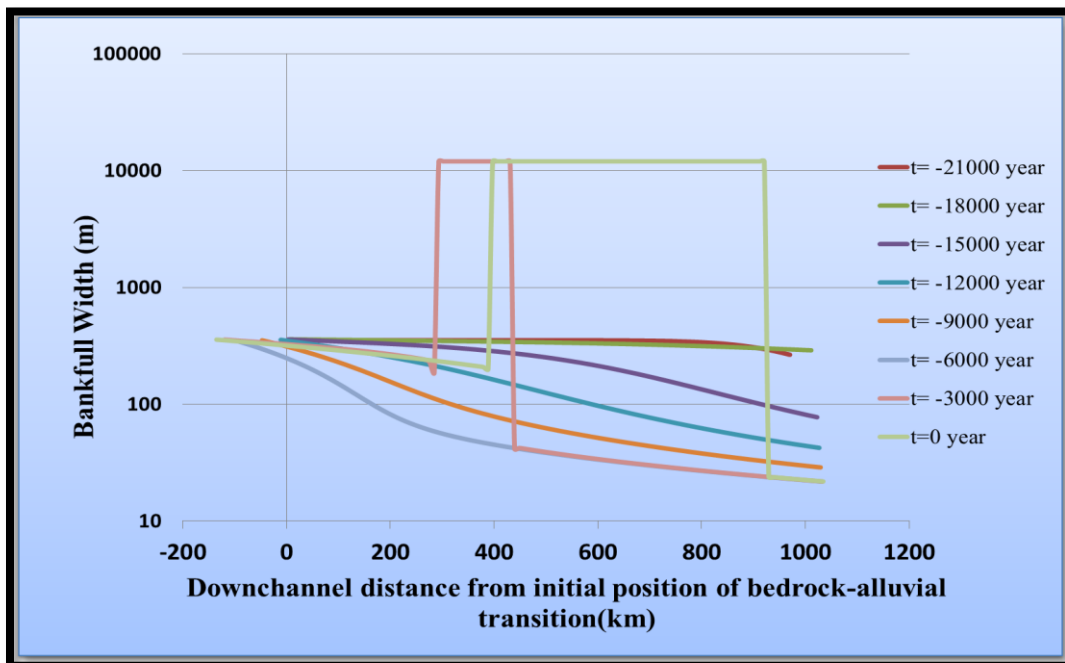
H(i - 1) = kesi - y(i - 1)

End If

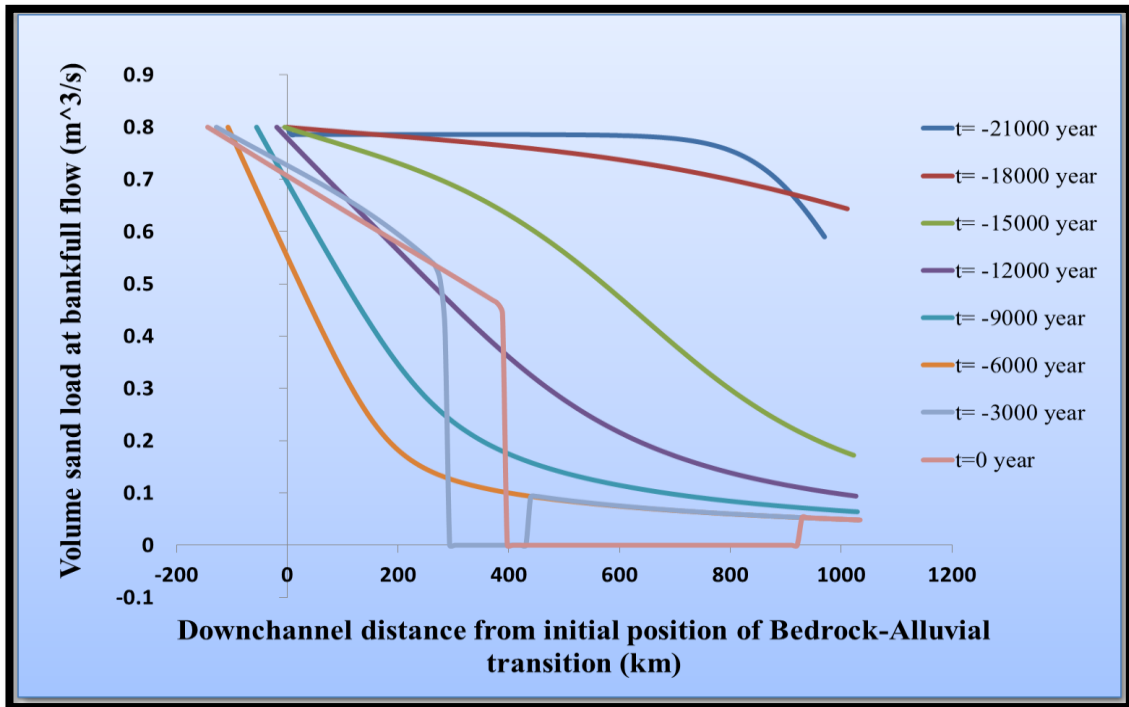
Next i



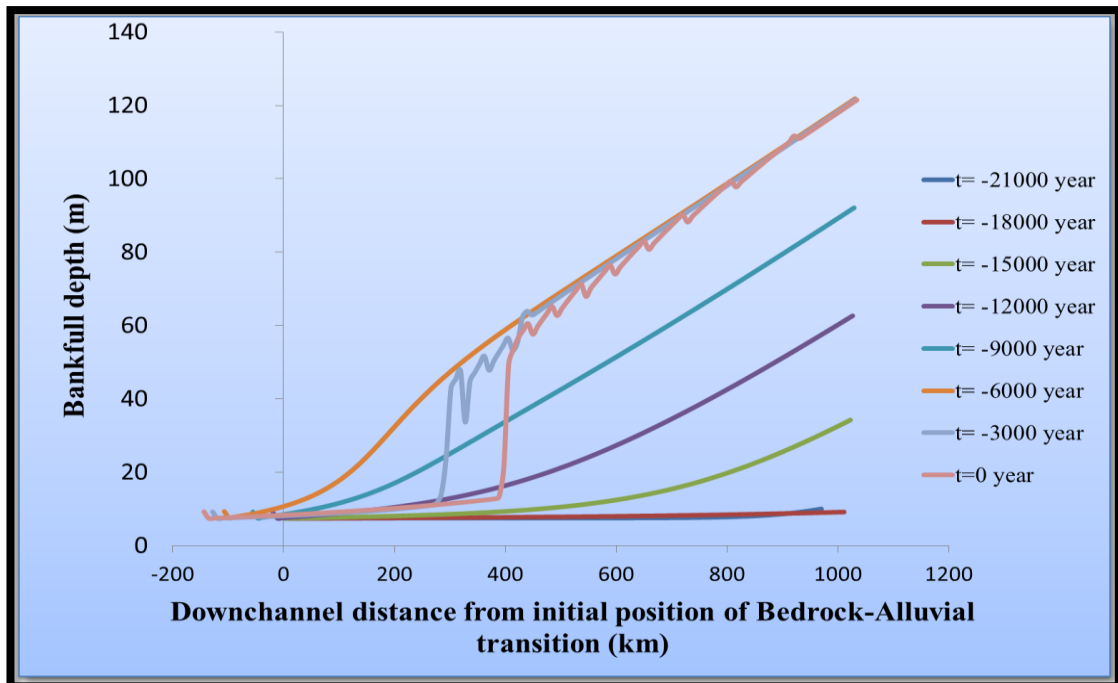
شکل ۵-۲۶. پروفیل بستر رودخانه در زمان های مختلف.



شکل ۵-۲۷. تغییرات عرض حالت پر رودخانه

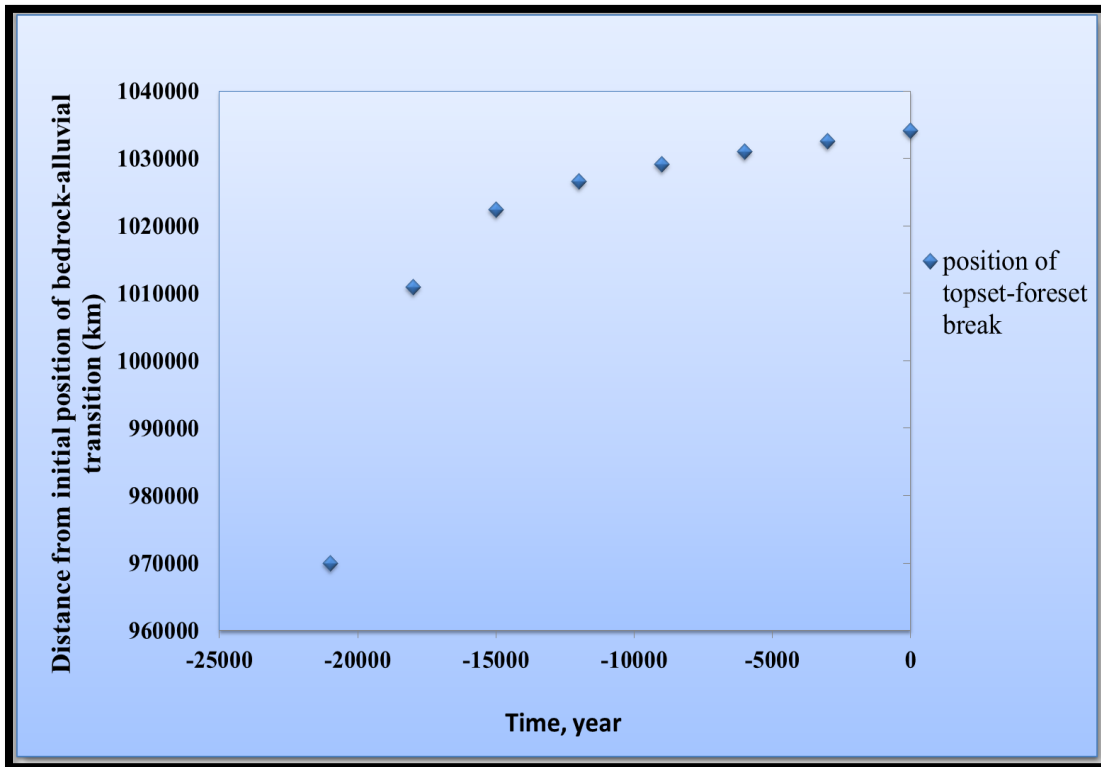


شکل ۵-۲۸. نرخ حجمی انتقال رسوب در جریان حالت پر

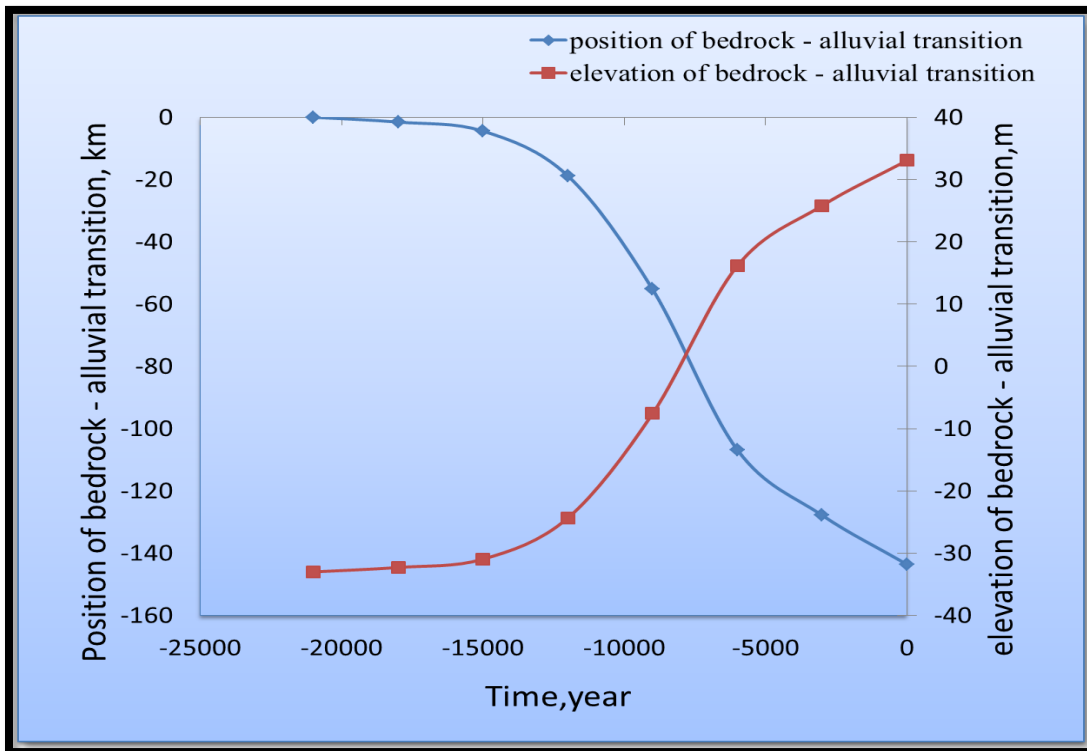


شکل ۵-۲۹. تغییرات عمق حالت پر

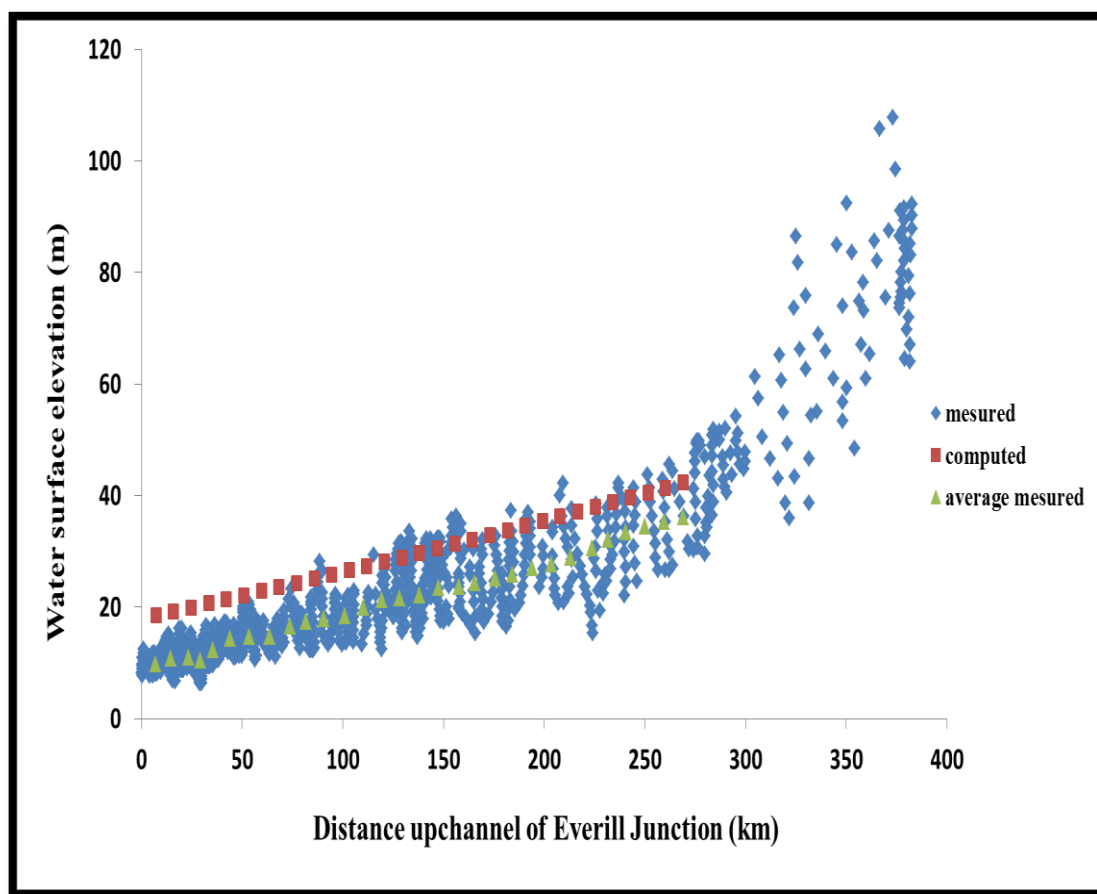




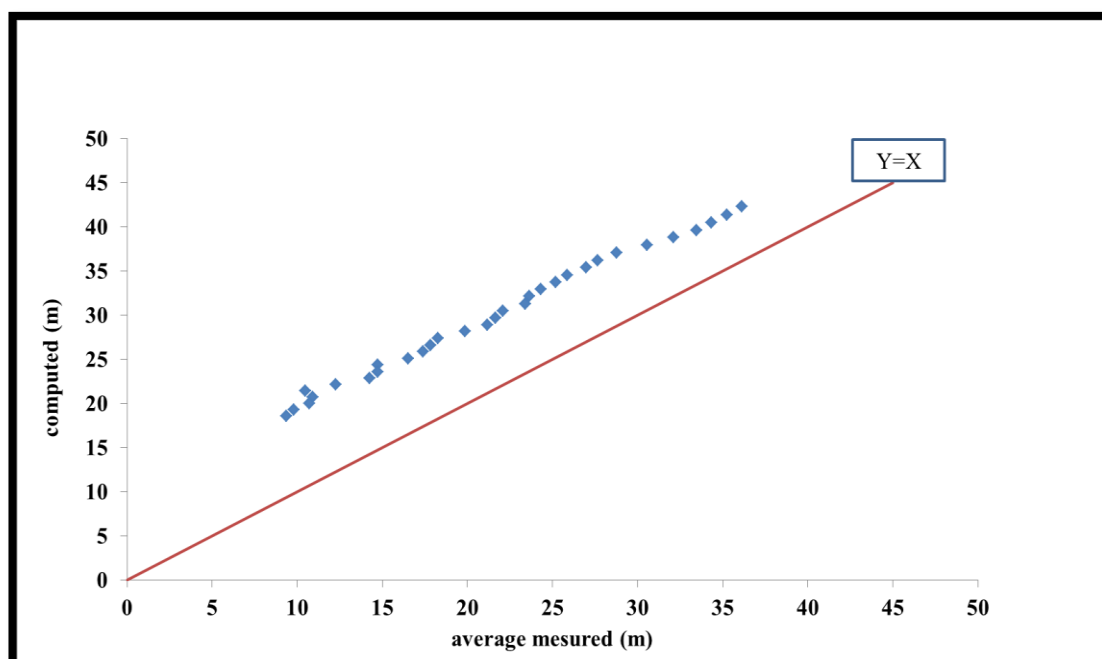
شکل ۳۰-۵. تغییرات طول ناحیه رسوبی



شکل ۳۱-۵. تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی



شکل ۵-۳۲. مقایسه نتایج واقعی و نتایج عددی



شکل ۵-۳۳. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین مقادیر واقعی

شکل ۵-۲۶ پروفیل بستر رودخانه را نشان می‌دهد. اشکال ۵-۲۷، ۵-۲۸، ۵-۲۹ و ۵-۳۰ به ترتیب تغییرات عرض حالت پر، تغییرات دبی انتقال رسوب، تغییرات عمق حالت پر و تغییرات طول ناحیه رسوبی را نشان می‌دهند. نتایج مانند حالت قبل می‌باشد. شکل ۵-۳۱ منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به رسوبی را نشان می‌دهد. منحنی آبی نشان می‌دهد که محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ۱۴۳.۶ کیلومتر به سمت بالادست حرکت می‌کند. منحنی قرمز نشان می‌دهد که ضخامت محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در حال افزایش است و ۶۶.۰۵ متر زیاد می‌شود.

شکل‌های ۵-۳۲ و ۵-۳۳ نتایج مدل را چک می‌کنند. میزان خطا در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی برابر با ۶.۱۶ متر و در محل تقاطع اوریل برابر با ۹.۲ متر می‌باشد. میانگین خطای مطلق برابر با ۸.۳۵ متر است که از حالت قبل کمتر بوده و جواب‌ها به جواب‌های واقعی نزدیک تر شده‌اند. جذر میانگین مربع خطا برابر با ۸.۴۳ متر است.

#### ۵-۴-۲. تاثیر ضریب شزی

پارکر مقدار ضریب شزی را در طول کل بازه زمانی ثابت در نظر گرفت. در رودخانه‌های ماسه‌ای، ضریب شزی تابعی از عمق آب و اندازه ذرات بستر می‌باشد و با توجه به شکل ۳-۳، مقدار آن بین ۸ تا ۲۶ متغییر است. با توجه به بخش ۳-۶ با استفاده از روابط keulegan و manning - strickler می‌توان مقدار  $C_z$  را در هر قسمت از رودخانه بدست آورد. در قسمت بعدی از این دو رابطه برای بدست آوردن  $C_z$  در مدل استفاده شده است.

#### ۵-۴-۲-۱. رابطه Keulegan

در این مدل مقدار ضریب شزی از رابطه Keulegan در هر گره بدست می‌آید. رابطه Keulegan به صورت زیر است.

$$C_z \equiv \frac{U}{u_*} = C_f^{-1/2} = \frac{1}{k} \ln \left( 11 \frac{H}{k_s} \right) \quad (۸-۵)$$

نحوه محاسبه عمق جریان و  $C_z$  به صورت زیر است:

For i = n To 2 Step -1

sfric(i) = (R \* D \* shildsform) / H(i)

s(i) = Abs(((y(i - 1) - y(i)) / dx))

If  $s_{fric}(i) / s(i) \geq r_s$  Then

Cells(4, 18) = 1

$H_p = H(i) + (y(i) - y(i - 1)) + ((R * D * shildsform * dx) / H(i))$

$H(i - 1) = H(i) + (y(i) - y(i - 1)) + 0.5 * R * D * shildsform * dx * ((1 / H(i)) + (1 / H_p))$

Else

$H(i - 1) = k_{esi} - y(i - 1)$

End If

Next i

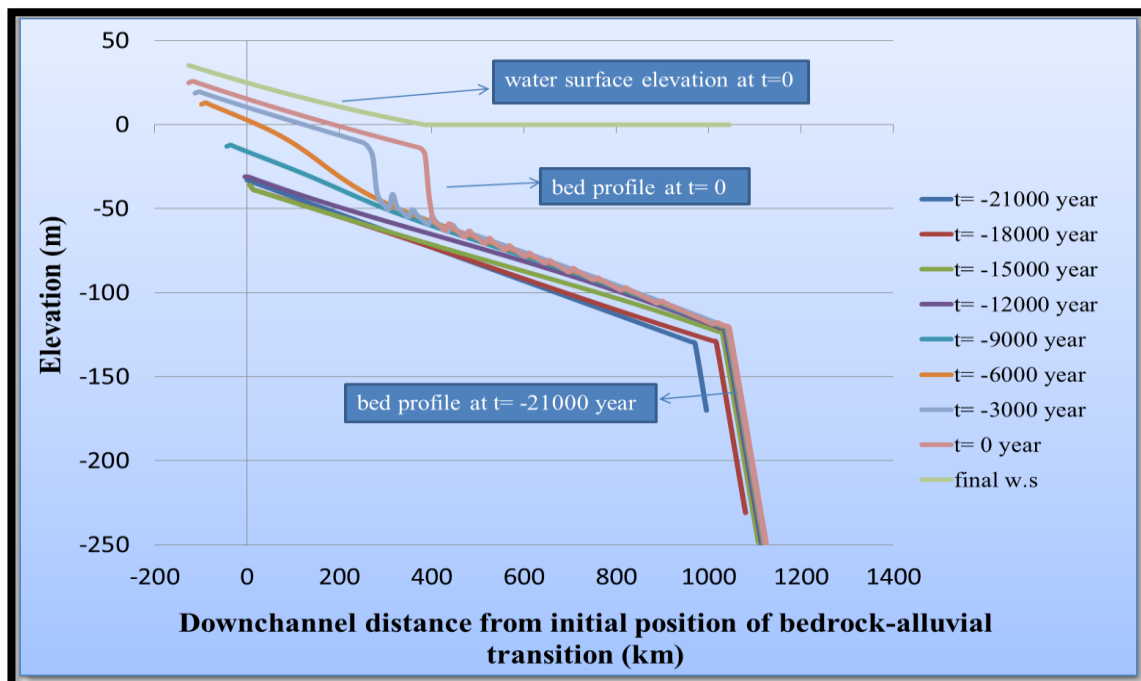
For i = 1 To n

$cz(i) = (1 / k_{apa}) * \text{Log}((11 * H(i)) / k_s)$

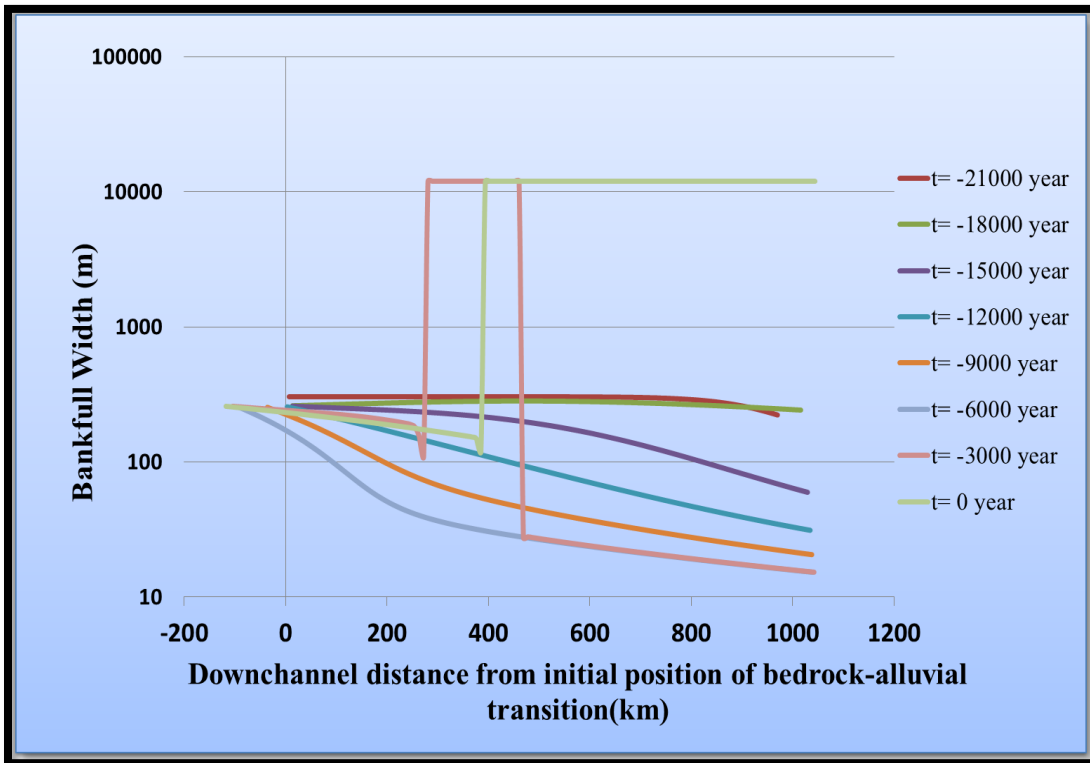
$cf(i) = cz(i) ^ (-2)$

Next i

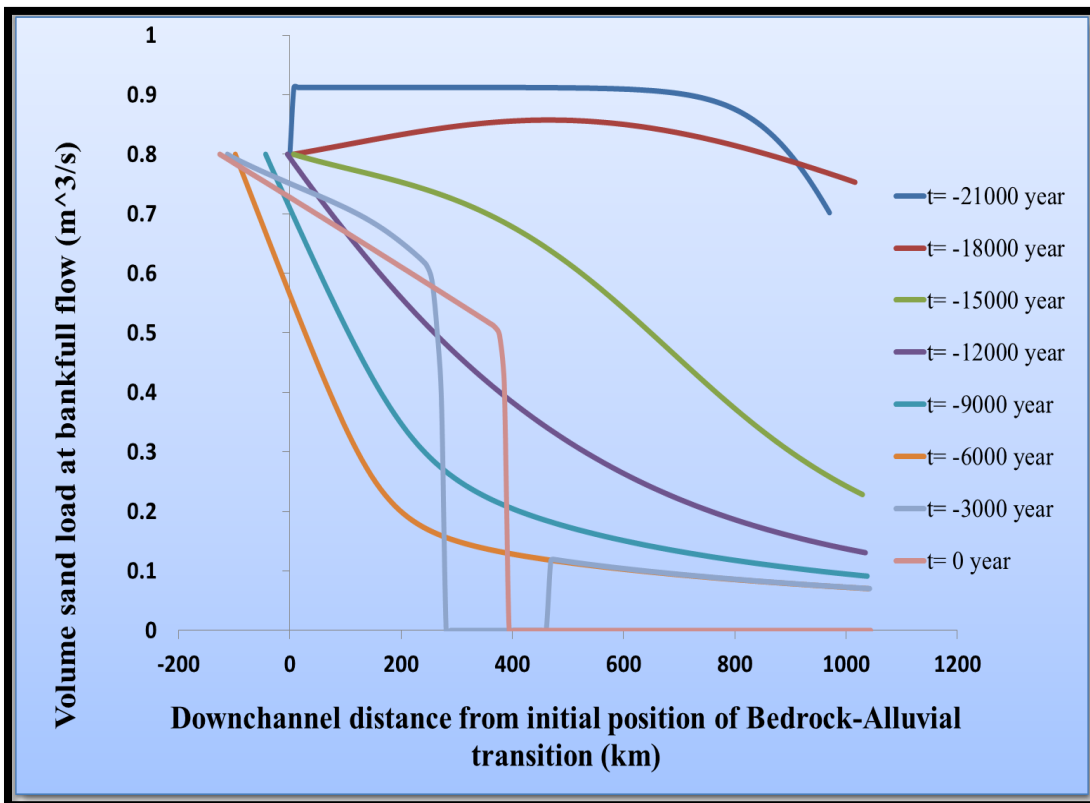
نتایج حاصل به صورت شکل‌های ۳۴-۵ تا ۴۱-۵ می‌باشد.



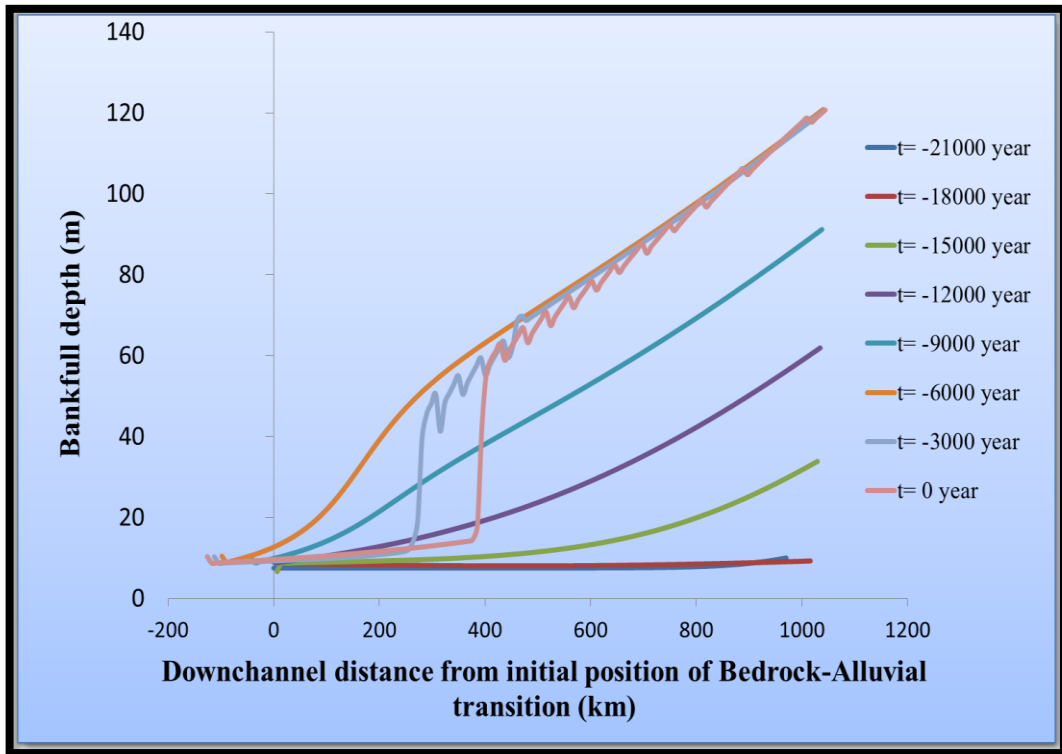
شکل ۳۴-۵. پروفیل بستر رودخانه



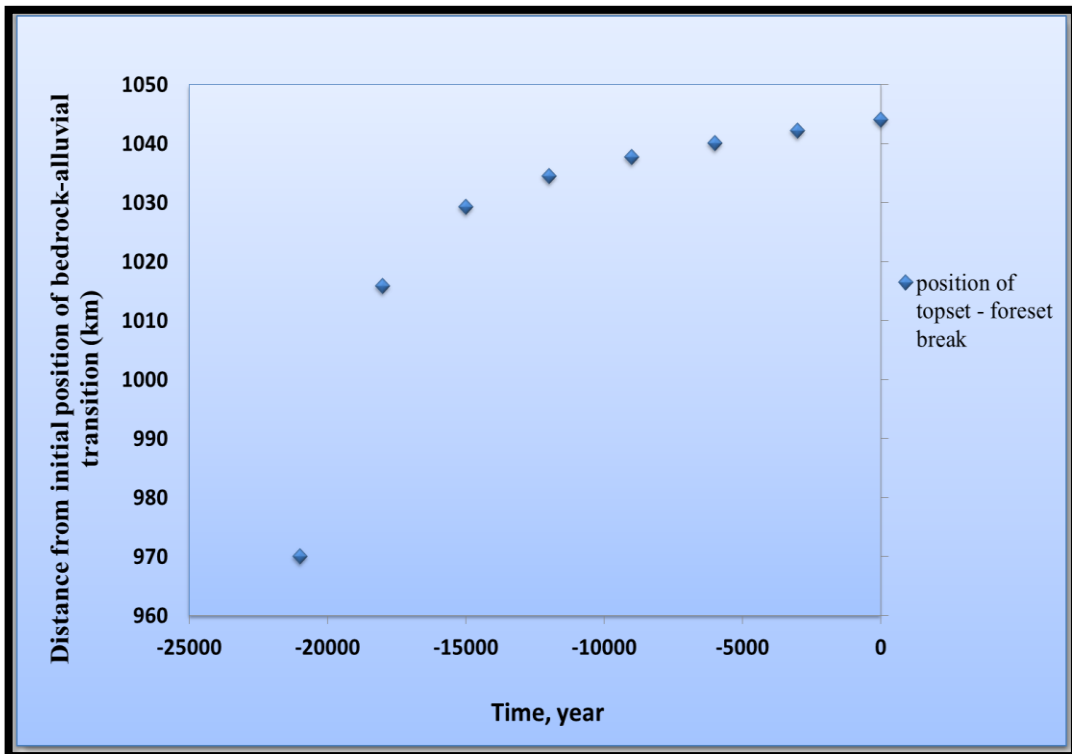
شکل ۵-۳۵. تغییرات عرض حالت پر رودخانه



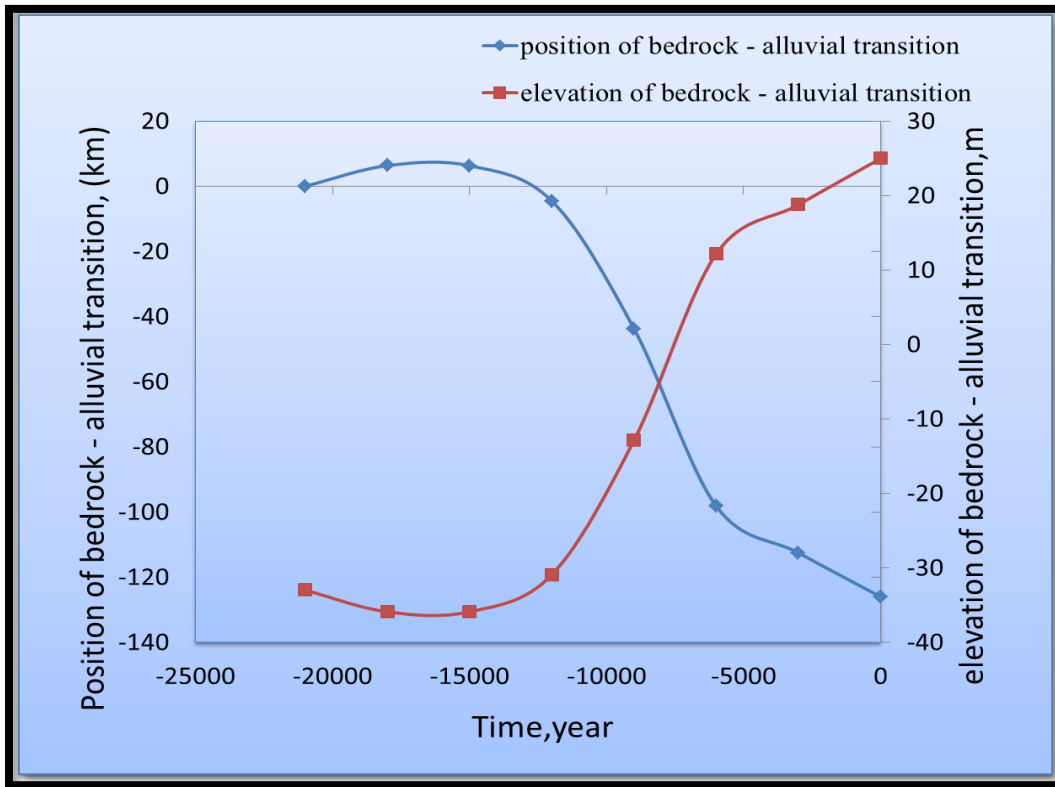
شکل ۵-۳۶. تغییرات نرخ حجمی انتقال رسوب در جریان حالت پر



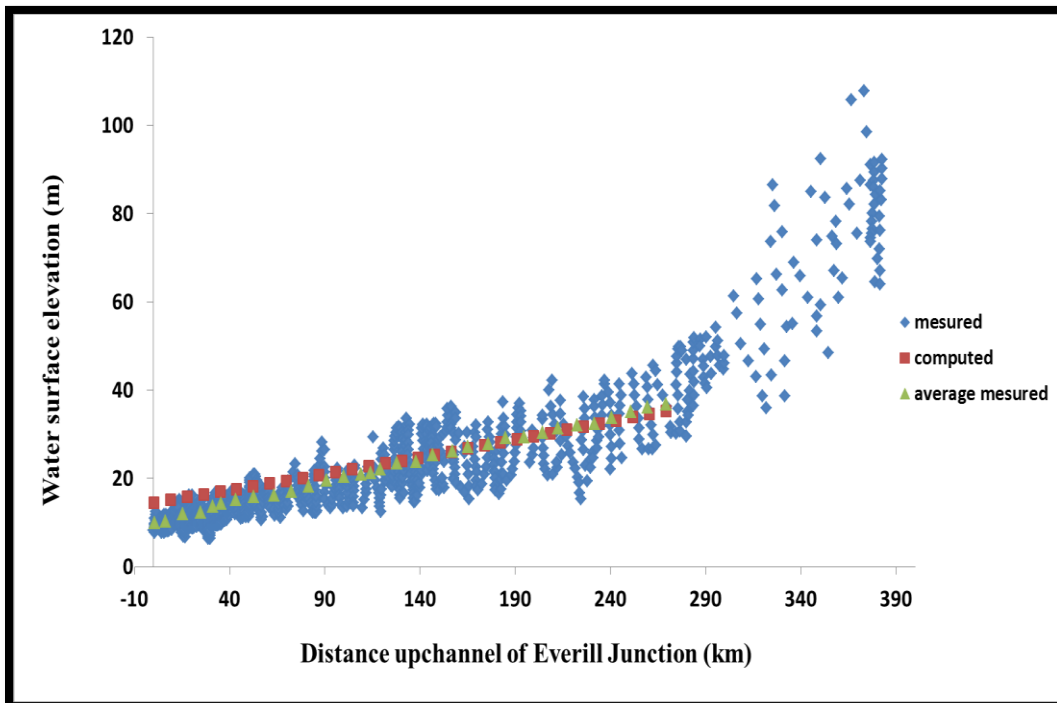
شکل ۵-۳۷. تغییرات عمق حالت پر



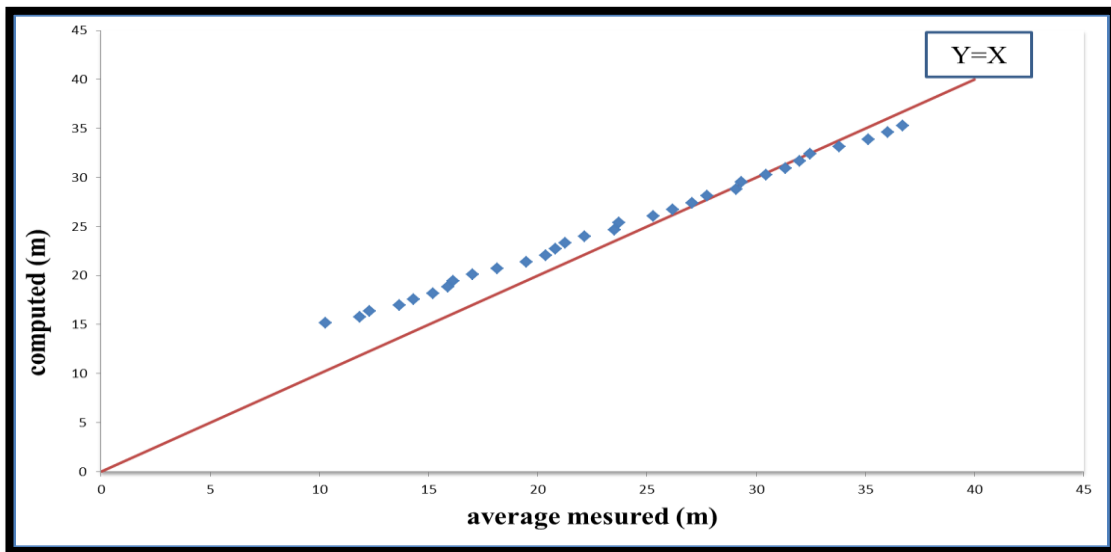
شکل ۵-۳۸. تغییرات طول ناحیه رسوبی



شکل ۵-۳۹. تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی



شکل ۵-۴۰. مقایسه مقادیر بدست آمده و مقادیر واقعی



شکل ۵-۴۱. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین نتایج واقعی

شکل ۵-۳۴ پروفیل بستر رودخانه را نشان می‌دهد. اشکال ۵-۳۵، ۵-۳۶، ۵-۳۷ و ۵-۳۸ به ترتیب تغییرات عرض حالت پر، تغییرات دبی انتقال رسوب، تغییرات عمق حالت پر و تغییرات طول ناحیه رسوبی را نشان می‌دهند. نتایج مانند حالت قبل می‌باشد. شکل ۵-۳۹ منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به رسوبی را نشان می‌دهد. منحنی آبی نشان می‌دهد که محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ۱۲۶.۰۴ کیلومتر به سمت بالادست حرکت می‌کند. منحنی قرمز نشان می‌دهد که ضخامت محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در حال افزایش است و ۵۷.۹۷ متر زیاد می‌شود.

با توجه به شکل ۵-۴۰ و ۵-۴۱ میزان خطا در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی برابر با ۱.۴ متر و در محل تقاطع اوریل برابر با ۴.۷ متر و میانگین خطای مطلق برابر با ۱.۸۵ متر می‌باشد که از حالت قبل کمتر بوده و جواب‌ها به جواب‌های واقعی نزدیک تر شده‌اند. جذر میانگین مربع خطا برابر با ۲.۳۲ متر است.

#### ۵-۴-۲-۲-۲. رابطه Manning – strickler

در این مدل ضریب شزی در هر گره از رابطه Manning – strickler بدست می‌آید. رابطه Manning – strickler – به صورت زیر است.

$$Cz \equiv \frac{U}{u_*} = C_f^{-1/2} = \alpha_r \left( \frac{H}{k_s} \right)^{1/6} \quad (۹-۵)$$



نتایج به صورت شکل های ۴۲-۵ تا ۴۹-۵ است. نحوه محاسبه  $C_z$  به صورت زیر است:

For i = n To 2 Step -1

$$sfric(i) = (R * D * shildsform) / H(i)$$

$$s(i) = Abs(((y(i - 1) - y(i)) / dx))$$

If sfric(i) / s(i) >= rs Then

$$H_p = H(i) + (y(i) - y(i - 1)) + ((R * D * shildsform * dx) / H(i))$$

$$H(i - 1) = H(i) + (y(i) - y(i - 1)) + 0.5 * R * D * shildsform * dx * ((1 / H(i)) + (1 / H_p))$$

Else

$$H(i - 1) = kesi - y(i - 1)$$

End If

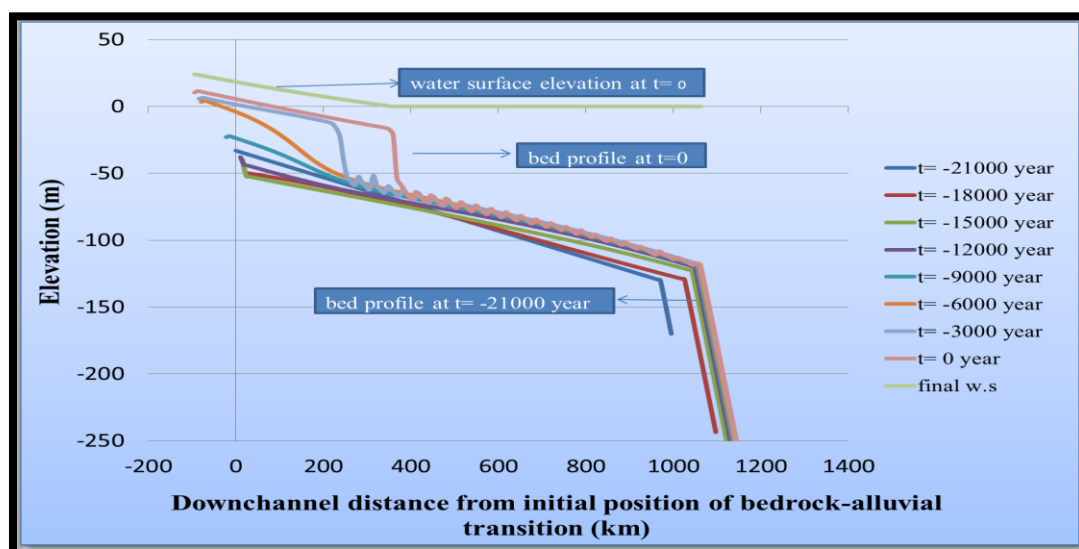
Next i

For i = 1 To n

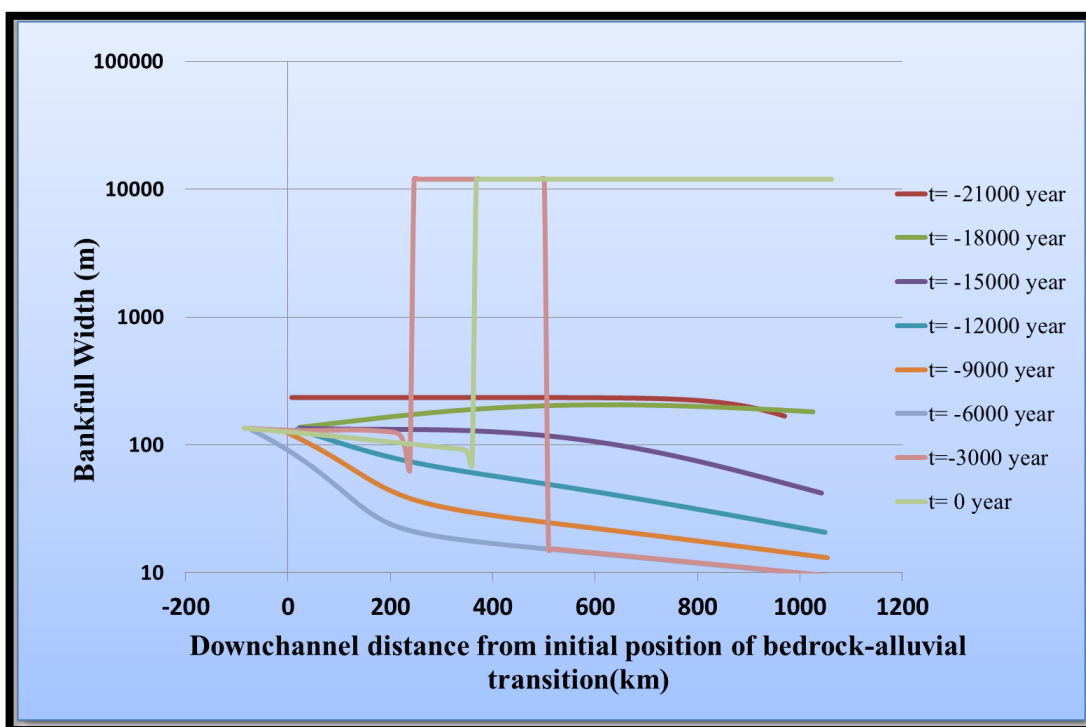
$$cz(i) = 8.1 * (H(i) / ks) ^ (1 / 6)$$

$$cf(i) = cz(i) ^ (-2)$$

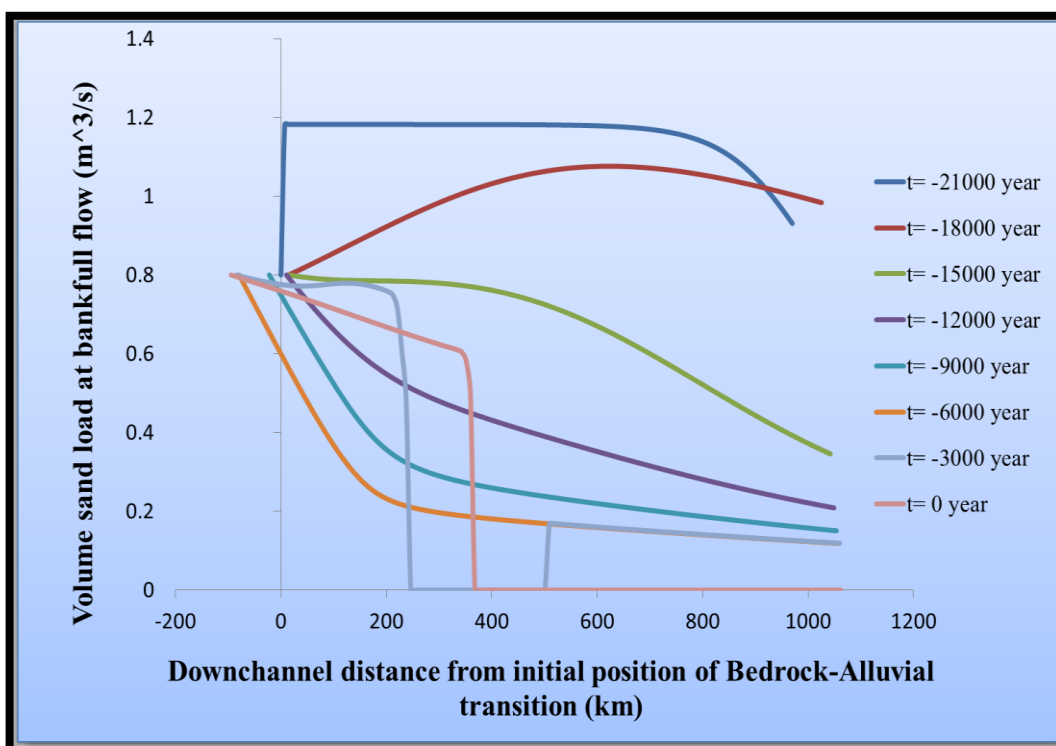
Next i



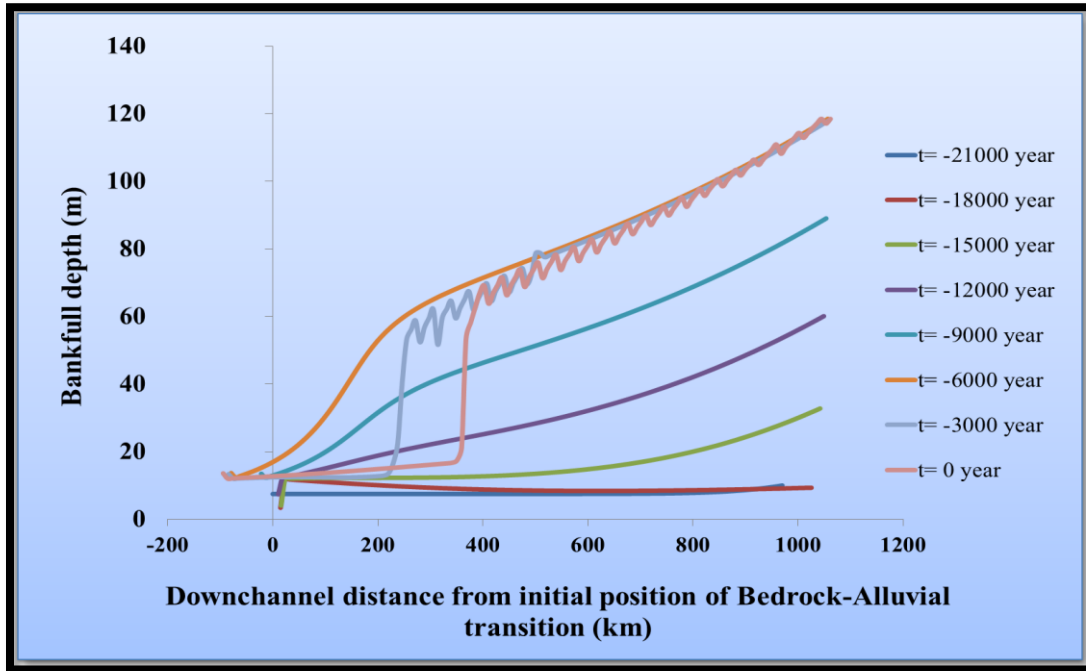
شکل ۵-۴۲. پروفیل بستر رودخانه



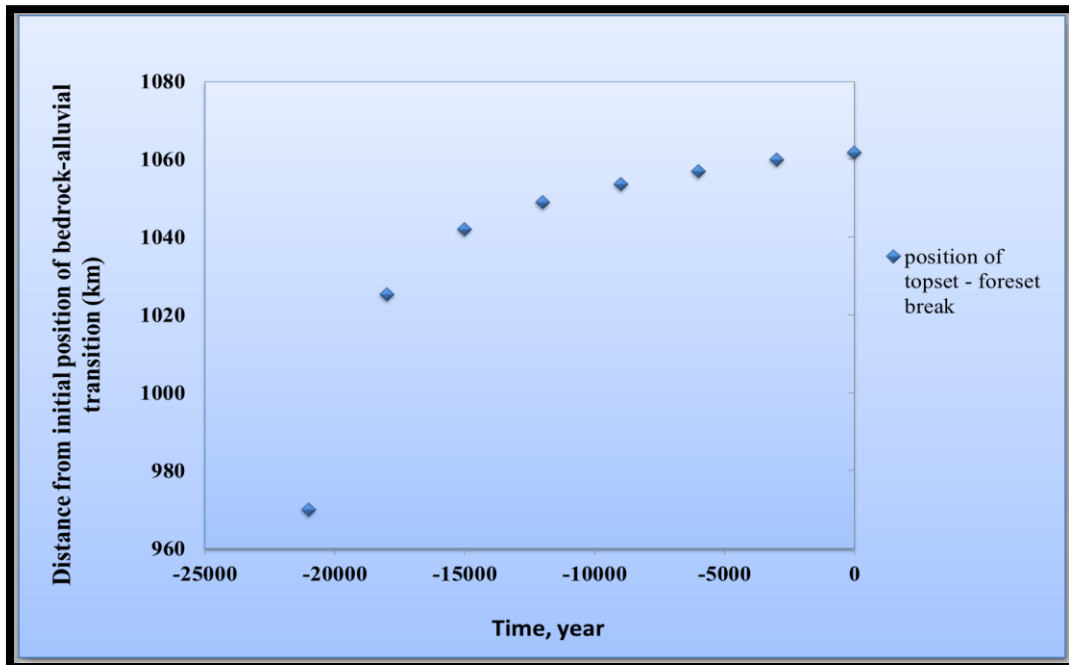
شکل ۵-۴۳. تغییرات عرض حالت پر رودخانه



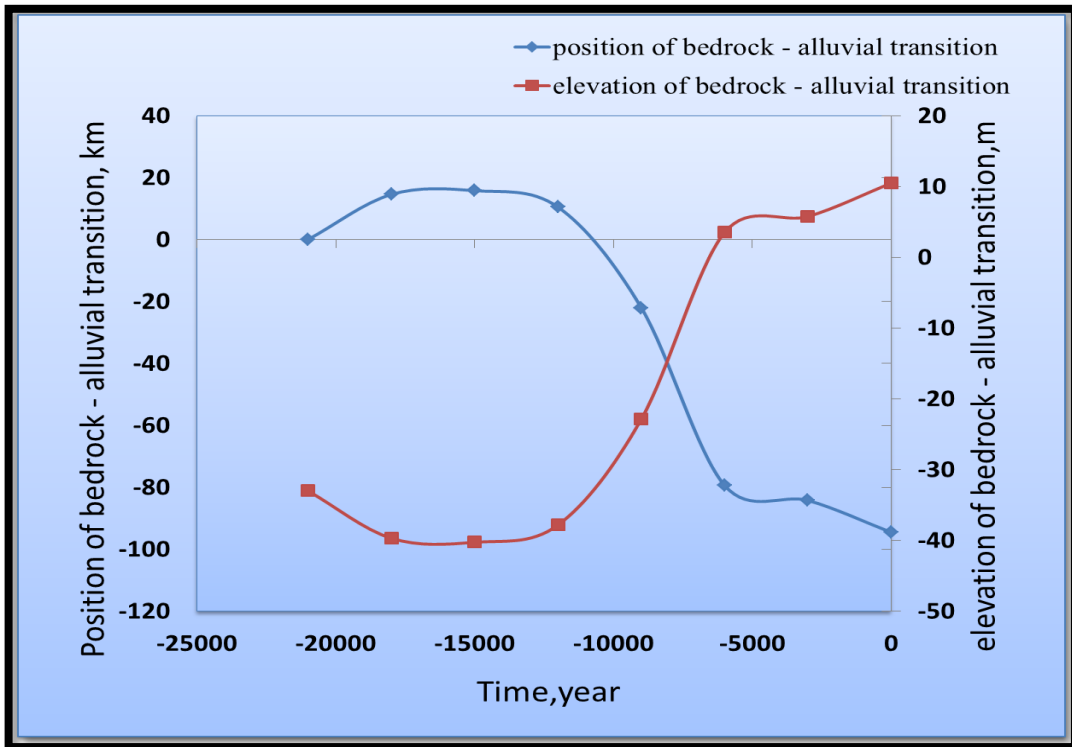
شکل ۵-۴۴. تغییرات نرخ انتقال حجمی رسوب



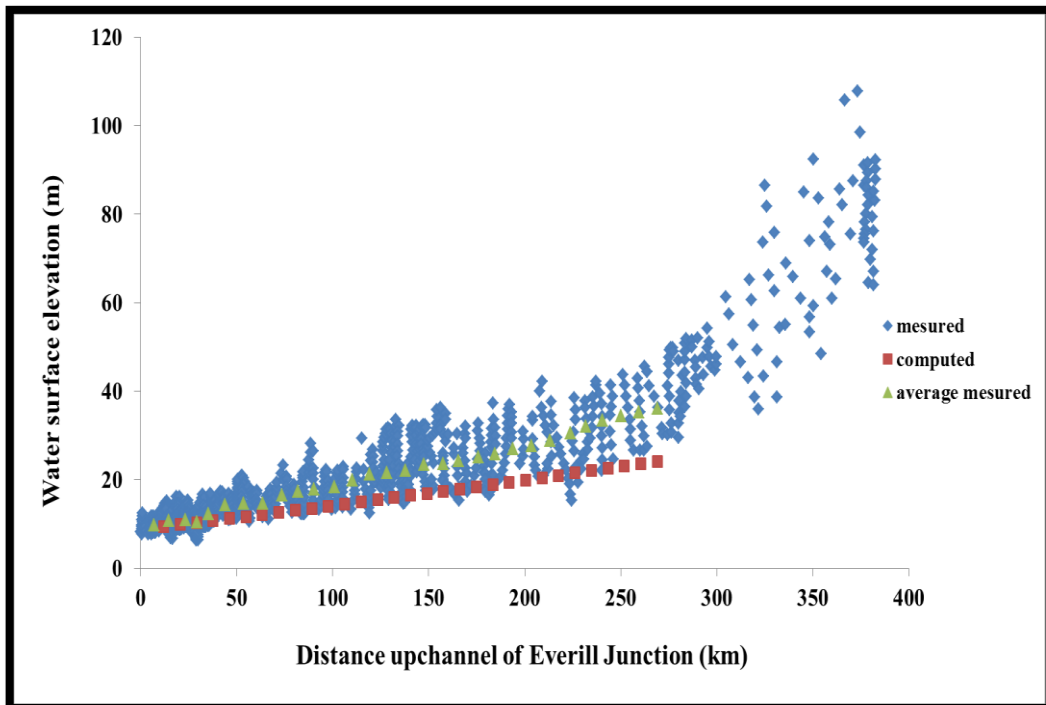
شکل ۵-۴۵. تغییرات عمق حالت پر



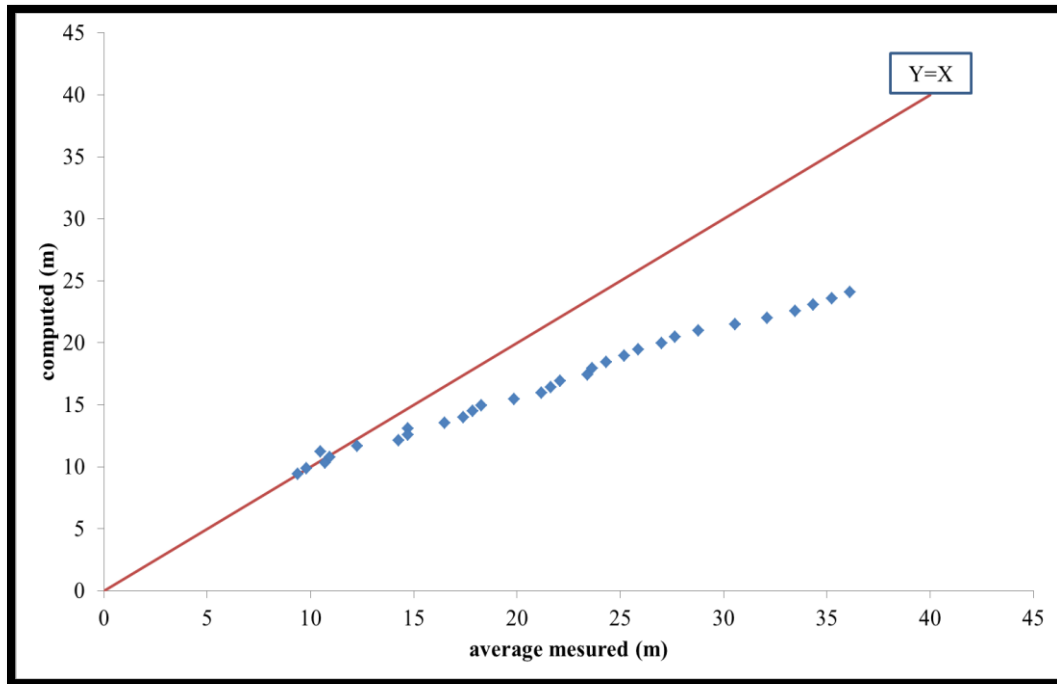
شکل ۵-۴۶. تغییرات طول ناحیه رسوبی



شکل ۵-۴۷. تغییرات محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی



شکل ۵-۴۸. مقایسه نتایج بدست آمده و نتایج واقعی



شکل ۵-۴۹. مقایسه بین نتایج عددی و میانگین نتایج واقعی

شکل ۵-۴۲ پروفیل بستر رودخانه را نشان می‌دهد. اشکال ۵-۴۳، ۵-۴۴، ۵-۴۵ و ۵-۴۶ به ترتیب تغییرات عرض حالت پر، تغییرات دبی انتقال رسوب، تغییرات عمق حالت پر و تغییرات طول ناحیه رسوبی را نشان می‌دهند. نتایج مانند حالت قبل می‌باشد. شکل ۵-۴۷ منحنی تغییرات محل انتقال بستر سنگی به رسوبی را نشان می‌دهد. منحنی آبی نشان می‌دهد که محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ۹۴.۵۴ کیلومتر به سمت بالادست حرکت می‌کند. منحنی قرمز نشان می‌دهد که ضخامت محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی در حال افزایش است و ۴۳.۴۸ متر زیاد می‌شود.

با توجه به شکل ۵-۴۸ و ۵-۴۹ میزان خطا در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی برابر با ۱۲.۰۲ متر و در محل تقاطع اوریل برابر با ۰.۰۳۷ متر و میانگین خطای مطلق برابر با ۵.۱ متر می‌باشد. جذر میانگین مربع خطا برابر با ۶.۲۵ متر است.

### ۵-۵. نتیجه گیری

در این فصل نحوه محاسبه تغییرات بستر رودخانه در محل تبدیل از بستر سنگی به بستر رسوبی شرح داده شده است. به این منظور جریان غیر دائمی متغیر تدریجی با معادله سن-ونانت و پیوستگی رسوب با معادله اکسندر تحلیل شده است. برای انجام مدل‌سازی از داده‌های سیستم رودخانه فلای - استریکلند استفاده شد.

مدلسازی در سه حالت متفاوت انجام شد. در حالت A سطح آب دریا در کل بازه زمانی ثابت است. دلتای رودخانه به طور یکنواخت در تمام زمان به سمت خارج حرکت می‌کند. پروفیل‌ها تقریباً یک شیب ثابت دارند. در حقیقت پروفیل‌ها دارای تقعر به سمت بالا با شیبی که در جهت پایین دست کاهش می‌یابد، می‌باشند. ولی این کاهش شیب خیلی کم است. نرخ انتقال رسوب به طور آهسته در جهت پایین دست کاهش می‌یابد. در نتیجه با کاهش یافتن دبی انتقال رسوب، عرض حالت پر نیز در جهت پایین دست کاهش می‌یابد. عمق آب در نزدیکی انتهای پایین دست در زمان‌های اولیه افزایش می‌یابد. این بدین دلیل است که پروفیل اولیه بستر شیب ثابتی دارد. مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی با مکان خط ساحلی در کل بازه زمانی با هم برابر بوده و دلتا به طور پیوسته به سمت جلو حرکت کرده و برگشت نمی‌کند. این به این معنی است که تحویل رسوب به جلوی دلتا صفر نمی‌شود و بنابراین دلتا برگشت نمی‌کند. در نتیجه دهانه دلتا هرگز غرق نمی‌شود و عرض رودخانه همواره به صورت عرض حالت پر می‌باشد. با گذشت زمان مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با سرعت کم به سمت بالادست حرکت می‌کند و ضخامت آن با گذشت زمان افزایش می‌یابد. در اثر حرکت به سمت بالادست مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی، ضخامت رودخانه به طور کلی افزایش می‌یابد.

در حالت B سطح آب دریا در بازه زمانی ۲۱۰۰۰- سال تا ۱۸۰۰۰- سال ثابت، در بازه زمانی ۱۸۰۰۰- سال تا ۶۰۰۰- سال با نرخ ۱۰ میلیمتر در سال افزایش یافته و در بازه زمانی ۶۰۰۰- سال تا زمان حاضر در حالت ماکزیمم خود می‌ماند و افزایش نمی‌یابد. دلتا در سه هزار سال اول به سمت خارج حرکت می‌کند. وقتی که افزایش سطح آب دریا شروع می‌شود، نرخ جلو رفتن دلتا کاهش می‌یابد و در نهایت دلتای اصلی رها شده و خط ساحلی برگشت می‌کند. وقتی که سطح آب دریا در زمان 6000- سال به حالت ماکزیمم خود می‌رسد، دلتا برگشت می‌کند و یک دلتای جدید شکل گرفته و در زمان‌های بعدی دوباره به سمت جلو حرکت می‌کند.

افزایش ناگهانی عرض حالت پر  $B_{bf}$  به عرض دشت سیلابی  $B_f$  که برابر با ۱۲۰۰۰ متر می‌باشد به این نکته اشاره می‌کند که دهانه رودخانه غرق شده است. در این حالت نرخ انتقال رسوب برابر با صفر می‌شود.

کاهش مقادیر  $B_{bf}$  و  $Q_{sbf}$  در جهت پایین دست مربوط به افزایش عمق حالت پر در جهت پایین دست در طول برگشت دلتا می‌شود. این افزایش عمق جریان، غرق شدن تدریجی رودخانه را به دلیل افزایش سطح آب دریا سبب می‌شود.

افزایش عمق و کاهش دبی و عرض رودخانه در زمان بعد از 6000- سال، وقتی که دیگر سطح آب دریا افزایش نمی‌یابد و یک دلتای جدیدی شکل می‌گیرد، بهبود می‌یابد.

با مقایسه نتایج حالت A و حالت B در می‌یابیم که افزایش سطح آب دریا باعث می‌شود که سرعت حرکت به سمت بالادست مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی به شدت افزایش یابد.

در حالت C سعی شد که با افزایش نرخ تغذیه رسوب و افزایش شیب بستر اولیه، از برگشت دلتا با کمبود رسوب به دلیل افزایش سطح آب دریا جلوگیری شود و دهانه دلتا غرق نشود. در نهایت مشاهده شد که وقتی نرخ تغذیه رسوب از ۰.۸ متر مکعب بر ثانیه به ۲.۳۳۶ متر مکعب بر ثانیه و مقدار شیب اولیه بستر رسوبی از ۰.۰۰۰۱ به ۰.۰۰۰۲۹۲ برسد، دلتا برگشت ناگهانی با کمبود رسوب نمی‌کند و دهانه رودخانه غرق نمی‌شود.

در حقیقت، در حالت C خط ساحلی هرگز رها نمی‌شود بلکه دلتا یک برگشت آرام بدون کمبود رسوب از زمان شروع افزایش سطح آب دریا دارد.

در ادامه با اصلاح فرضیات اولیه سعی بر این بوده است که نتایج مدل عددی در حالت B به نتایج واقعی نزدیکتر شوند. در فرضیات اولیه مقدار  $C_z$  در تمامی گره‌های محاسباتی ثابت بوده و مقدار آن ۲۵ در نظر گرفته شد. همچنین چون مقدار عدد فرود خیلی کم است، از اثرات عدد فرود در حل معادله جریان متغیر تدریجی صرفه نظر شد.

مقدار میانگین خطا با توجه به فرضیات اولیه برابر با ۸.۸۲ متر شد. سپس اثرات عدد فرود در محاسبه عمق آب لحاظ شد و مقدار میانگین خطا برابر با ۸.۳۵ متر شد. سپس اثرات عدد فرود ناچیز در نظر گرفته شده و مقدار ضریب شزی در هر گره محاسباتی از رابطه Keulegan محاسبه شده و مقدار میانگین خطا برابر با ۱.۸۵ متر شد. سپس مقدار ضریب شزی در هر گره محاسباتی از رابطه Manning – Strickler بدست آمده و اثرات عدد فرود را ناچیز در نظر گرفته و مقدار میانگین خطا برابر با ۵.۱ متر شد. در نهایت مشخص شد که اگر مقدار ضریب شزی در هر گره محاسباتی از رابطه Keulegan بدست آید، نتایج مدل عددی به نتایج واقعی نزدیکتر می‌شود.

در جدول ۲-۵ نتایج مربوط به مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با توجه به فرضیات اولیه برای سه حالت A و B و C آمده است.

در جدول ۳-۵ نتایج مربوط به مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با توجه به فرضیات مختلف آمده است.

جدول ۵-۲. نتایج مربوط به مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با توجه به فرضیات اولیه

میزان حرکت به سمت بالادست مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی (km)	افزایش ضخامت در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی (m)	
۱۷.۷	۸.۱۵	حالت A
۱۴۴.۶۴	۶۶.۵۳	حالت B
۷۳.۱۱	۳۳.۶۳	حالت C

جدول ۵-۳. نتایج مربوط به مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی با توجه به فرضیات مختلف

میزان حرکت به سمت بالادست مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی (km)	افزایش ضخامت در محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی (m)	حالت B
۱۴۳.۶	۶۶.۰۵	تأثیر عدد فرود
۹۴.۵۴	۴۳.۴۸	اثرات ضریب شزی محاسبه شده با رابطه Manning – Strickler
۱۲۶.۰۴	۵۷.۹۷	اثرات ضریب شزی محاسبه شده با رابطه Keulegan



فصل ششم :

# نتیجه گیری و پیشنهادات

## ۶-۱. مقدمه

جریان آب و بستر رودخانه با یکدیگر در تبادله هستند. با تغییر شکل بستر، عمق آب و پروفیل سطح آب تغییر خواهد کرد. چنانچه رودخانه‌ها از نواحی کوهستانی به سمت دشت‌های سیلابی با شیب کم امتداد یابند، یک انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی رخ می‌دهد. در این پژوهش قرار است با مدلسازی عددی، مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی مشخص و تغییرات آن در اثر افزایش تغذیه رسوب و افزایش سطح آب دریا تعیین گردد.

مدلسازی برای رودخانه‌های با شیب کم از محل انتقال از بستر سنگی به بستر رسوبی کاربرد دارد. برای انجام مدلسازی از داده‌های سیستم رودخانه فلای - استریکلند استفاده شده است. ابتدا نتایج مدل با نتایج سایر محققین مقایسه و مدل تصدیق شد. سپس، فرضیات را بهبود داده و نتایج مدل عددی با نتایج حاصل از عکس‌های ماهواره‌ای مقایسه شده است. در نهایت فرضیاتی پذیرفته شده است که نتایج حاصل از مدل عددی با آن فرضیات به نتایج واقعی نزدیکتر شده است.

## ۶-۲. نتایج

- در حالتی که سطح آب دریا ثابت بوده، دهانه دلتا دچار کمبود رسوب نشده و برگشت نکرده است. در این حالت مکان خط ساحلی با مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی همیشه با هم برابر است. مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ۱۷.۷ کیلومتر به سمت بالادست حرکت کرده و ۸.۱۵ متر افزایش ضخامت داده است.
- در حالتی که سطح آب دریا به مدت طولانی با نرخ ثابت افزایش یافته است، دهانه دلتا دچار کمبود رسوب شده و دلتا برگشت کرده است. در این حالت مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی ۱۴۴.۶۴ کیلومتر به سمت بالادست حرکت کرده و ۶۶.۵۳ متر افزایش ضخامت داده است.
- وقتی که دلتا برگشت می‌کند، دیگر مکان خط ساحلی با مکان انتقال قسمت بالایی به قسمت جلویی با هم برابر نیست.
- وقتی دلتا به سمت بالادست حرکت می‌کند، ضخامت محل انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی افزایش می‌یابد.
- افزایش تغذیه رسوب در بالادست می‌تواند از برگشت دلتا در اثر کمبود رسوب جلوگیری کند.

## ۳-۶. پیشنهادات

## ۳-۶-۱. بررسی پروفیل سطح آب با در نظر گرفتن اثرات نشست یا بالآمدگی زمین

اثرات نشست یا بالا آمدگی زمین را می توان در معادله اکسیر وارد کرد و صحت نتایج را با نتایج قبلی مقایسه کرد. بالا آمدن بستر سنگی در ناحیه ای در بالادست مکان انتقال بستر سنگی به بستر رسوبی می تواند باعث کاهش سرعت حرکت به سمت بالادست این نقطه شود. اگر در بالادست این نقطه نشست رخ دهد، سرعت حرکت به سمت بالادست این نقطه را بیشتر می کند. بنابراین در نظر گرفتن نشست یا بالآمدگی زمین در دقت نتایج مدل عددی از اهمیت بالایی برخوردار است.

## ۳-۶-۲. بررسی پروفیل سطح آب با در نظر گرفتن اثرات شاخه های فرعی آب

در این پایان نامه، عرض دشت سیلابی ثابت بوده و اثرات شاخه های فرعی رودخانه و افزایش دبی آب در اثر بارش باران در جهت پایین دست اعمال نشده است. همه این پارامترها را می توان با در نظر گرفتن داده های ورودی مناسب، در مدلسازی اعمال کرد.

## ۳-۶-۳. بررسی پروفیل سطح آب با در نظر گرفتن اثرات شکل بستر

اثر متقابل بین جریان و انتقال رسوب اغلب اشکالی را ایجاد می کنند که به آن ها شکل بستر<sup>۱</sup> گفته می شود. اشکال بستر در رودخانه های ماسه ای به صورت دون<sup>۲</sup> و آنتی دون<sup>۳</sup> مشخص می شوند. دون ها معمول ترین شکل بدفرم در رودخانه های ماسه ای هستند. دون ها شامل طول موج بیشتر از ۱۰۰ متر و ارتفاع موج بیشتر از ۵ متر می باشند، در جهت پایین دست حرکت می کنند و به طور جزئی با سطح آب تعامل دارند. این اشکال به دلیل ایجاد مقاومت ناشی از شکل، باعث کاهش توانایی جریان در انتقال رسوبات می شوند. در این مدل عددی اثرات بدفرم در روابط انتقال رسوب لحاظ نشده است. با در نظر گرفتن بدفرم، روابط انتقال رسوب عوض می شود. با این کار می توان نحوه تغییرات بستر رودخانه را نسبت به تغییرات عمق جریان سنجید.

<sup>۱</sup>. Bedform

<sup>۲</sup>. Dune

<sup>۳</sup>. Antidune

# منابع

1. Begin Z. and Meyer D and Schumm S. (1981), "Development of Longitudinal Profiles of Alluvial Channels in Response to Base-level Lowering", **Earth Surface Processes and Landforms. Vol 6, pp. 49-68.**
2. Soni J.P. and Grade R.J. and Raju, K.G.R. (1980). "Aggradation in streams due to overloading.", **Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 106, pp. 117-132.**
3. Jain S.C. (1981). "River bed aggradation due to over loading.", **Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, vol. 107, pp. 120-124.**
4. Gill, M.A. (1987). "Nonlinear solution of aggradation and degradation in channels.", **Journal of Engineering Mechanics, IAHR, Vol. 25, pp. 537-547.**
5. Zhang H. and Kahawita R. (1987). "Nonlinear Model For Aggradation in Alluvial Channels." **J. Hydraul. Eng., 113, 3, pp 353-368.**
6. Yen C.L, Chang S.Y. and Lee H.Y. (1992). "Aggradation-degradation process in alluvial channels.", **Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, vol. 118, pp. 1651-1669.**
7. Alam M., (1998), Phd. thesis, "Application of maccormack scheme to the study of aggradation – degradation in alluvial channels", Department of water resources engineering, Bangladesh university of engineering and technology.
8. Lopez J. and Falcon M. (1999). "Calculation of Bed Changes in Mountain Streams." **J. Hydraul. Eng., 125, 3, pp 263-270.**
9. Greimann B. and Klumpp C. (2000), "Numerical Modeling of Sediment Migration during Dam Removal" **Building Partnerships, pp. 1-7.**
10. Muto T. (2001) "Shoreline autoretreat substantiated in flume experiment." **J. Sed. Res., 71, 246-254.**
11. Kassem A. and Chaudhry M. (2002). "Numerical Modeling of Bed Evolution in Channel Bends." **J. Hydraul. Eng., 128, 5 , pp 507-514.**
12. Guo Q. and Jin Y. (2002). "Modeling Nonuniform Suspended Sediment Transport in Alluvial Rivers." **J. Hydraul. Eng.,128, 9, pp 839-847.**
13. Deng J. and Li Y. (2003). "A study on the the equilibrium profile for the luoshan – Hankou reach in the middle Yangtze river". **Internatinal Journal of Sediment research, 18, 2, pp 107-114.**
14. Yadaw S.M. and Samtani B.K. (2008). "Bed load equation evaluation based on alluvial river data, india", **KSCE Journal of Civil Engineering, 12, 6, pp 427-433.**
15. Kostic S. and Parker G. (2003), "Progradational sand – mud deltas in lakes and reservoirs. Part 1. Theory and numerical modeling.", **Journal of Hydraulic Research, Vol. 41, pp. 127-140.**
16. Kostic S. and Parker G. (2003), "Progradational sand – mud deltas in lakes and reservoirs. Part 2. Experiment and numerical simulation.", **Journal of Hydraulic Research, Vol. 41, pp. 141-152.**
17. Chen D. and Duan J. (2006) "Modeling Channel Morphologic Change in the West Jordan River, Utah", **World Environmental and Water Resource Congress 2006: pp. 1-10.**
18. Parker G. and Muto T. (2003) "1D numerical model of delta response to rising sea level." Proceedings of the Third **IAHR** Symposium, River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Barcelona, Spain, 1–5 September, **10 pp.**
19. Peterson J. Hope G. Prentice M. and Hantoro W. (2002) "Mountain environments in New Guinea and the late Glacial Maximum 'warm seas/cold mountains' enigma in the West Pacific Warm Pool region." **Adv. Geocol., 34, 173–188.**
20. Francalanci S. and Solari L. (2008). "Bed-Load Transport Equation on Arbitrarily Sloping Beds." **J. Hydraul. Eng., 134, 1, pp 110-115.**

21. Wright S. and Parker G. (2005b) "Modeling downstream fining in sand-bed rivers. II. Application." **J. Hydraul. Res.**, **43**, 620–630.
22. Viparelli E. and Nittrouer J. and Parker G, (2015), "Modeling flow and sediment transport dynamics in the lowermost Mississippi River, Louisiana, USA, with an upstream alluvial – bedrock transition and a downstream bedrock – alluvial transition: Implication for land building using engineered diversions", *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, pp. 534-563.
23. Mugade U. and Sapkale J., (2015), "Influence of Aggradation and degradation on river channels : A review" **international Journal of Engineering and Technical Research (IGETR), Volume-3, Issue-6.**
24. Parker G. (2004) "1D sediment transport morphodynamics with applications to rivers and turbidity currents" University of Illinois.
25. Einstein H. A. (1950), "The Bed-load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows", Technical Bulletin 1026, U.S. Dept. of the Army, Soil Conservation Service.
26. Ashida K. and M. Michiue. (1972), "Study on hydraulic resistance and bedload transport rate in alluvial streams", *Transactions, Japan Society of Civil Engineering*, 206: 59-69 (in Japanese).
27. Engelund F. and J. Fredsoe (1976), "A sediment transport model for straight alluvial channels", **Nordic Hydrology**, 7, 293-306.
28. Fernandez Luque R. and R. van Beek (1976), "Erosion and transport of bedload sediment", **Journal of Hydraulic Research**, 14(2): 127-144.
29. Parker G. (1979), "Hydraulic geometry of active gravel rivers", **Journal of Hydraulic Engineering**, 105(9), 1185-1201.
30. Parker G. Muto T. Akamatsu Y. and Dietrich W.E. (2008) "Unraveling the conundrum of river response to rising sealevel from laboratory to field. Part I. Laboratory experiments." **Sedimentology.**, **55**, 1643–1655.
31. Parker G. Muto T. Akamatsu Y. and Dietrich W.E. (2008) "Unraveling the conundrum of river response to rising sealevel from laboratory to field. Part II. The Fly-Strickland River system, Papua New Guinea." **Sedimentology.**, **55**, 1657–1686.
32. Hoffmann K.A. and Chiang S.T. (1993), "**Computational Fluid Dynamics for Engineers**", Vol. 1, Engineering Education System.

## **Abstract**

Muto carried out experiments at small-scale to determine the effects of sea level rise on sedimentary deltas. The autoretreat theory proposed by Muto, Parker and Muto developed the moving-boundary numerical model to predict the river response to sea level rise based on Muto's experiments. The model is then modified and adapted for application with large low-slope sand-bed rivers. The numerical model result compared with Shuttle Radar Topographic Mission data.

If the rivers flow from highlands onto the lower slopes, bedrock–alluvial transition occurs. The goal is to find the bedrock-alluvial transition point with numerical modeling and to describe the evolution of transition, affected by sea level rise and rising sediment feed.

Finite difference scheme is used to solve the equations. At first, the sediment transport relations without bedform are presented. Then the necessary relations for modelling the alluvial domain from bedrock-alluvial transition to the downstream end of the reach are explained. Afterwards, a numerical model to solve these equations is written. To ensure the accuracy of the model, the moving boundary numerical model is checked against experiments. In this thesis, we have tried to improve the assumption to reduce the differences between numerical modelling results from actual results. The actual results obtained from shuttle radar topographic mission data. In previous researches, the dimensionless Chezy friction coefficient, channel-forming shields number at bankfull flow, characteristic median sediment grain size and the average flow velocity at bankfull flow were constant. They are not include the effects of Froude number in the backwater equation. In this thesis, the effect of Froude number in the backwater equation is included and the Chezy friction coefficient in each node is computed. Finally, it was observed that by computing the Chezy friction coefficient by using Keulegan formulation, the differences between numerical modelling results and actual one, has been decreased.

In calculations, We applied visual basic programming language in Microsoft Excel in the high tech computer with seven cores.(Core i7)

**Keywords:** Morphology, Bed evolution, Delta, Sedimentation, Autoretreat



Shahrood University of Technology

Faculty of Civil Engineering

M.Sc. Thesis in water engineering and hydraulic structures

**Determining the changes of river bed level at bedrock – alluvial transition**

By: Morteza Ghasemi

Supervisor:

Dr. Ramin Amini

January 2017