مجله علمی- پژوهشی
دوره ۱۴، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۸

Iranian Hydraulic Association

اعتبارسنجی روش میانگین‌گیری دوگانه سرعت برای جریان کندشونده در رودخانه‌های بستر درشت دانه

حسین افضلی‌مهر[۱*] و رسول رمضانی[۲]

۱- استاد گروه آب و محیط‌زیست، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه علم و صنعت ایران
۲- کارشناس ارشد مهندسی آب و سازه‌های هیدرولیکی، دانشگاه علم و صنعت ایران

* **hafzali@iust.ac.ir**

(دریافت مقاله: ۹۷/۰۵/۲۸ ؛ پذیرش مقاله: ۹۸/۰۱/۲۱)

چکیده- درک برهمکنش اشکال بستر و ویژگی‌های جریان در مجاری باز، کمک‌های شایانی در اجرای بهتر پروژه‌های زیست‌محیطی و مهندسی رودخلنه از قبیل احیا و ساملندهی رودخلنه‌ها، کنترل آلودگی آب و طراحی کلنال پایدار خواهد کرد. در این تحقیق، روش میانگین‌گیری دوگانه برای برآورد سرعت جریان و سرعت برشی تحت جریان غیریکنواخت کندشونده در دو بازه از رودخانه‌های بستر درشت دانه هراز (مازندران) و رستم‌آباد (چهار محال بختیاری) استفاده شده است، برای اندازه‌گیری سرعت جریان در هر نقطه از نیمرخ سرعت از دستگاه ADV با فرکانس ۲۰۰ هرتز و مدت زمان ۱۲۰ ثانیه استفاده شده است. رودخانه های هراز و رستم آباد ازلحاظ هیدرولیکی دارای بستر شن و قلوه‌سنگ با شناوری نسبی(نسبت عمق جریان به قطر میانه ذرات رسوب) به ترتیب ۱۰/۴و ۴/۴ هستند. با توجه به استفاده کم از روش میانگین‌گیری دوگانه در رودخانه‌های ایران، اعتبار این روش با استفاده از قانون لگاریتمی و روش مشخصات لایه‌مرزی در محاسبه سرعت برشی در امتداد بخش گودی شکل بستر بررسی شد. نتایج نشان داد که جریان لایه مرزی به دو بخش لگاریتمی (ناحیه داخلی) و بخش خارجی تفکیک‌پذیر است. در ناحیه داخلی جریان ($0.3> z/h >0.02$)، نیمرخ میانگین‌گیری دوگلنه سرعت از قانون لگاریتمی پیروی کرده و در ناحیه خارجی بدون الگوی خاصی از آن منحرف می‌شود. نتایج این تحقیق می‌تواند به برآورد مناسب‌تر پارامترهای هیدرولیکی و در پی آن به کاهش هزینه‌های اقتصادی طرح‌های هیدرولیکی به‌ویژه در رودخانه‌ها کمک کند.

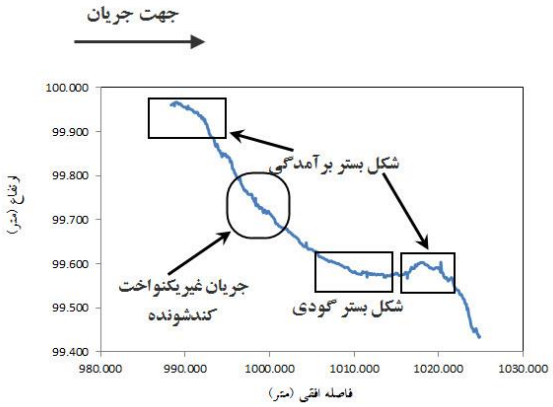
کلید واژگان: روش میانگین‌گیری دوگانه، قانون لگاریتمی، روش مشخصات لایه‌مرزی، جریان کندشونده، رودخانه‌های شنی و قلوه‌سنگی.

۱- مقدمه

درک بهتر ویژگی‌های جریان در مجاری طبیعی کمک شایانی در اجرای بهتر پروژه‌های مهندسی رودخانه از قبیل احیا و ساماندهی رودخانه‌ها، کنترل آلودگی آب و برآورد پارامترهای هیدرولیکی خواهد کرد. بیشتر تحقیقات در حوزه مهندسی رودخانه، محدود به مطالعات آزمایشگاهی است که در شرایط تحت کنترل انجام می‌شوند که تعمیم نتایج آن‌ها به شرایط رودخلنه‌ها به سهولت انجام‌پذیر نیست. بعلاوه تحقیقات میدانی ازاین‌جهت اهمیت دارند که بسیاری از شرایط جریان در رودخانه قابلیت بازتولید در آزمایشگاه را ندارند. یکی از این شرایط هندسه نامنظم بستر رودخانه و تنوع در اندازه ذرات رسوب بستر است (شکل ۱). دراین شکل نیمرخ طولی یک آبراهه با بستر درشت دانه (بازه رستم آباد) شامل شکل بسترهای گودی و برآمدگی و ناحیه جریان غیریکنواخت کندشونده نشان

http://doi: 10.30482/jhyd.2019.144783.1321

داده شده است. در این بازه عمق متوسط جریان برای سه بخش شکل بستر برآمدگی، گودی و ناحیه جریان غیریکنواخت کندشونده به ترتیب برابر با ۹، ۱۲ و ۱۰ سانتی‌متر می باشد. همچنین اندازه میانه مواد بستر برای سه بخش یادشده به ترتیب برابر با ۲۱، ۳۹ و ۳۸ میلیمتر است.



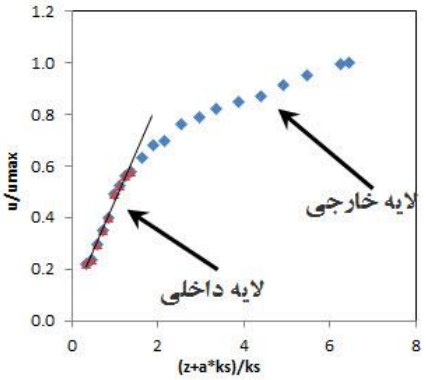
شکل ۱ نیمرخ طولی یک آبراهه با بستر دانه درشت

بر این اساس این سوال وجود دارد که چگونه می‌توان باوجود ناهمواری هایی که به‌صورت شکل بستر نمود دارد و تنوع ذرات رسوب، پارامترهایی نظیر سرعت متوسط، سرعت برشی، تنش برشی، ضریب زبری و اعدادی همچون فرود و رینولدز را به‌صورت معنی‌دار و یا معرف برای یک بازه از یک رودخانه ارائه کرد؟ برای پاسخ به این سوال محققین روشی به نام میانگین‌گیری دوگانه (میانگین‌گیری در زمان و مکان) ارائه کردند. این روش که در ابتدا برای جریان‌های لایه‌مرزی اتمسفریک بر روی پوشش گیاهی سطح زمین به کار رفته است، بعدها توسط مهندسان رودخانه به حوضه تحقیقات در کانال‌های باز گسترش‌یافته است (Day, 2014).

نخستین بار، Smith et al. (1977) از روش میانگین‌گیری دوگانه برای نیمرخ‌های سرعت استفاده کردند. مطالعات اسمیت و مکلین در امتداد یک تلماسه به شکل مثلث با کاربرد میانگین دوگانه انجام شده است که در آن عمق جریان در امتداد مثلث (شکل بستر تلماسه)تغییر می‌کرده است. آن‌ها روش میانگین‌گیری مکانی را فقط در شیب بستر بالادست[1] تلماسه به کار بردند که در امتداد آن عمق جریان کاهش می‌یافت و جریان غیریکنواخت بود. دلیل عدم توسعه روش میانگین مکانی به ناحیه شیب پایین‌دست[2] تلماسه توسط آن‌ها وقوع قابل‌توجه جدایی جریان (با توجه به ارتفاع شکل بستر) بود که به دلیل افزایش توربولانس در آن، تعمیم روش میانگین‌گیری مکانی برای این بخش از شکل بستر مناسب نبود. آن‌ها با میانگین‌گیری مقادیر سرعت در امتداد شکل بستر برای نقاطی که فاصله یکسانی از کف رودخانه داشتند، یک نیمرخ معرف برای آن بخش از شکل بستر مورد مطالعه ارائه کردند. Nikora et al. (2001) با مطالعه جریان بر روی زبری بستر بیان داشتند که شکل نیمرخ سرعت میانگین‌گیری دوگانه در ناحیه زیر لایه زبر که مربوط به جریان در داخل محیط متخلخل شن می‌شود به‌صورت خطی تغییر می‌کند. Franca et al. (2008) با مطالعه دو رودخانه درشت‌دانه، نشان دادند که باوجود شناوری نسبی(نسبت عمق جریان به قطر میانه رسوب h/d_{50} کم (کمتر از ۶) این دو رودخانه، ناحیه‌ای در جریان وجود دارد که توزیع سرعت در آن از قانون لگاریتمی پیروی می‌کند. Simons et al. (1992)، Bolhassani et al. (2015) آن‌ها جریان را به سه ناحیه، ناحیه زیر لایه زبر، ناحیه قانون لگاریتمی و ناحیه خارجی تقسیم‌بندی کردند و نشان دادن که قانون لگاریتمی در ناحیه گذر واقع بین زیر لایه زبر و لایه جریان آشفته برازش مناسبی بر داده‌های اندازه‌گیری شده دارد. شکل ۲ نیمرخ بدون بعد سرعت را همراه با لایه های داخلی و خارجی و برازش قانون لگاریتمی بر داده های سرعت در لایه داخلی نشان می‌دهد. Fazlollahi et al. (2013) از روش میانگین‌گیری دوگانه در یک مطالعه آزمایشگاهی استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که با استفاده از این روش، علاوه بر پیروی داده‌ها از توزیع لگاریتمی سرعت جریان در ناحیه داخلی لایه‌مرزی، بی‌نظمی‌های تصادفی که در اثر زبری کف در نیمرخ‌های زمانی به وجود می‌آیند، تعدیل شده امکان برآورد بهتری از پارامترهای هیدرولیکی جریان مانند سرعت و سرعت‌برشی

1. Stoss

2. Lee



شکل ۲ نمایش لایه های داخلی وخارجی نیمرخ سرعت و برازش قانون لگاریتمی

حاصل می‌شود.

Gloyi et al. (2016) با هدف ارائه یک سرعت برشی در امتداد شکل بستر تلماسه[1] مطالعات خود را در یک کانال آزمایشگاهی و بر روی تلماسه‌های دوبعدی تاج تخت[2] و زاویه‌های گوناگون پایین‌دست و بالادست انجام دادند. هرچند تلماسه‌ها بندرت در بسترهای شنی یا قلوه‌سنگی مشاهده می‌شوند قطر متوسط ذرات رسوب بکار رفته توسط Gloyi et al. (2016) ۱/۳ و ۶ میلی‌متر بوده است، این محققین با استفاده از روش میانگین‌گیری Smith et al. (1977) اقدام به برآورد سرعت برشی در امتداد یک شکل بستر مثلثی کردند. نتایج نشان داد که مقدار سرعت برشی محاسبه‌شده توسط نیم‌رخ‌های میانگین‌گیری دوگانه اختلاف زیادی با میانگین سرعت برشـ ی در نقاط مختلف شکل بستر ندارد (کمتر از ۴٪).

در بستر های زبر و در حضورپوشش گیاهی تعریف کلاسیک جریان یکنواخت معنی دار نیست زیرا توزیع تنش برشـ ی در جریان یکنواخت بر اساس رابطه ($\tau = \rho g h S$) خطی است درحالی‌که با وجود عمق ثابت در طول کانال که یکی از نشان‌های یکنواختی جریان است، توزیع تنش برشی کاملا غیرخطی است و این علامت آشکاری از نقض یکنواختی جریان بر اساس تعاریف کلاسیک هیدرولیک در حضور زبری است. Afzalimehr et al. (2009) نشان دادند که جریان بر روی بستر شنی و پوشش گیاهی دیوار با وجود عمق ثابت یکنواخت نبوده و توزیع تنش رینولدز در آن غیرخطی و بصورت همگرا می باشد. درعین‌حال در این شرایط توزیع سرعت از قانون لگاریتمی پیروی می‌کند.

جریان موردمطالعه در این مقاله غیریکنواخت دائمی است بنابراین شتاب موضعی در آن بررسی نمی‌شود. بعلاوه در نظر گرفتن شتاب جابجایی در سه بعد عملا سودی در مطالعه از جنبه کاربردی نداشته و صرفا موضوع را برای مهندسین پیچیده نشان خواهد داد. گراف و شاگردانش در پلی‌تکنیک لوزان از دهه ۸۰ میلادی مطالعه جریان‌های غیریکنواخت دائمی را در دستور کار خود قرار دادند. آن‌ها در مقالات خود به محاسبه شتاب (موضعی یا جابجایی) اشاره‌ای نداشتند زیرا آن‌ها به‌درستی بر این اعتقاد بودند که مهم‌ترین فاکتور در مطالعه جریان غیریکنواخت نحوه توزیع‌های سرعت، تنش رینولدز و اثر گرادیان فشار در تغییرات ضخامت لایه لگاریتمی است. وجود پستی و بلندی در مسیر جریان یک رودخانه واقعیتی است که سبب غیریکنواختی جریان می‌شود و لازم است تاثیر آن بر نحوه توزیع سرعت و اعتبار قانون لگاریتمی بررسی و مطالعه شود. Schlichting (1979) تاکید می‌کند که جریان‌های با گرادیان فشار (غیریکنواخت) تأثیر عمیقی بر لایه مرزی دارند، هرچند بسیار پیچیده و دور از درک کامل از طریق تئوری هستند، بااین‌وجود کاربرد روش‌های نیمه تجربی به نتایج رضایت بخشی منجر شده‌اند. Schlichting (1979) در آغاز فصل ۲۲ کتاب خود تأکید می‌کند که برای توسعه روش‌های محاسبه لایه مرزی آشفته در حضور گرادیان فشار لازم است از روابط تجربی که فراتر از روابط توسعه‌یافته برای جریان با گرادیان فشار صفر (یکنواخت) و صفحه تخت می‌باشند سود جست.

مطالعات گوناگونی در رودخانه‌های قلوه‌سنگی که عمده رودخانه‌های مناطق کوهستانی کشور را شامل می‌شوند، انجام گرفته است (Najafabadi et al., 2018; Afzalimehr et al., 2017a ; Afzalimehr et al., 2017b)، هرچند روش میانگین‌گیری دوگانه در این رودخانه‌ها کمتر موردتوجه قرار گرفته است.در این رودخانه‌ها پارامترهای مورفولوژیکی و هیدرولیکی مانند دانه‌بندی، عمق و سرعت در امتداد

1. Dune

2. Flat-Crest

جریان تغییر می‌کنند. بنابراین مطالعه حاضر با استفاده از نتایج تحقیق میدانی بر روی دو رودخانه شنی- قلوه‌سنگی هراز در استان مازندران و رودخانه رستم‌آباد در استان چهارمحال و بختیاری، به کاربرد روش میانگین‌گیری دوگانه در نحوه توزیع سرعت جریان و اعتبار قانون لگاریتمی و تغییرات ضرایب آن در جریان کندشونده می‌پردازد.

۲- مواد و روش‌ها

بازه‌های مطالعه‌شده در این تحقیق رودخانه هراز، در محدوده لاسم در شمال ایران (۰) و رودخانه رستم‌آباد در محدوده شهر رستم‌آباد در استان چهارمحال و بختیاری (۰ ۴) است. ارائه پلان بازه موردمطالعه با رزولوشن بالا به دلیل نبود وسایل لازم برای انجام آن امکان‌پذیر نیست. هرچند شکل های ۳ و ۴ به‌خوبی پلان بازه های مطالعه شده را به خواننده ارائه می‌کنند. انتخاب بازه‌ها بر اساس کیلومترها پیاده‌روی در مسیر رودخانه‌ها و یافتن بازه مناسب مستقیم و مطمئن ازنظر امنیت جانی برای افراد و حفاظت از دستگاه‌ها صورت گرفته است. در رودخانه هراز یک بازه به طول ۴۵ متر و با عرض متوسط ۹/۵ متر و در رودخانه رستم‌آباد یک بازه به طول ۹۵ متر و عرض متوسط ۲۰، بدون حضور پیچان‌رود و بدون پوشش گیاهی در بستر انتخاب شدند تا نه فقط اثری از آن‌ها در نتایج محاسبات نباشد بلکه جریان به‌دلیل گودی در مسیر رودخانه به‌صورت غیریکنواخت کندشونده باشد. برای توضیح جریان کند شونده لازم به یادآوری است در یک دیفیوزر در مسیر جریان سطح مقطع افزایش و بر اساس معادله پیوستگی برای جریان دائمی سرعت جریان کاهش می‌یابد که به این نوع جریان به دلیل تغییرات سطح مقطع جریان غیریکنواخت اطلاق می‌شود و به دلیل کاهش سرعت در امتداد دیفیوزر به آن جریان کند شونده اطلاق می‌شود. به‌طور مشابه در یک رودخانه شنی- قلوه‌سنگی بستر رودخانه تخت نیست بلکه به‌صورت پول (گودی) و ریفل (برآمدگی) است. از ابتدای ورود جریان به بخش گودی، عمق جریان تا رسیدن به حداکثر مقدار خود (تقریبا در وسط گودی) افزایش می‌یابد که برای جریان دائمی، بر اساس معادله پیوستگی، سرعت جریان کاهش می‌یابد که به آن جریان کند شونده گویند. همچنان که با نزدیک شدن جریان به برآمدگی شکل بستر در مسیر رودخانه ، عمق جریان کاهش و سرعت آن افزایش می‌یابد که به آن جریان تند شونده گویند. بنابراین دلیل کاهش سرعت جریان در دو رودخانه، برداشت داده‌ها در بخش ابتدایی ورود جریان به شکل بستر پول (گودی) است. مطالعه جریان کندشونده در برآورد صحیح پارامترهای هیدرودینامیکی مانند سرعت برشی و ضریب زبری در رودخانه‌ها از اهمیت شایانی برخوردار است. در جریان کندشونده حداکثر سرعت جریان در سطح آب قرار می‌گیرد؛ هرچند برای جریان غیریکنواخت تندشونده، حداکثر سرعت جریان در زیر سطح آب قرار می‌گیرد (Graf et al., 1998). شکل‌های غالب بستر در رودخانه‌های شنی و قلوه‌سنگی به‌صورت توالی شکل بستر برآمدگی[1] و گودی[2] هستند (Najafabadi et al., 2018). جریان کند شونده همراه با اثر گرادیان فشار غیر صفر دارای توزیع تنش برشی غیرخطی است درحالی‌که در جریان یکنواخت (گرادیان فشار صفر) توزیع تنش برشی خطی است. نوع جریان یکنواخت و غیریکنواخت تاثیر مستقیم در برآورد سرعت متوسط جریان ، سرعت برشی و ضریب زبری دارد. به‌منظور کنترل تغییر نکردن دبی در طی مدت داده‌برداری، در ابتدای هر روز، نخست دبی رودخانه اندازه‌گیری شده است و تغییرات بسیار جزیی دبی نشان از دائمی بودن جریان در بازه های مطالعه شده دارد. جدول ۱ برخی مشخصات هندسی بازه های انتخابی را ارائه می‌کند. در این جدول h عمق متوسط جریان ، B عرض متوسط رودخانه، S_0 شیب بستر و d_{50} و d_{90} به ترتیب نشان دهنده ۵۰ و ۹۰ درصد ذرات ریزتر در منحنی دانه بندی هستند.

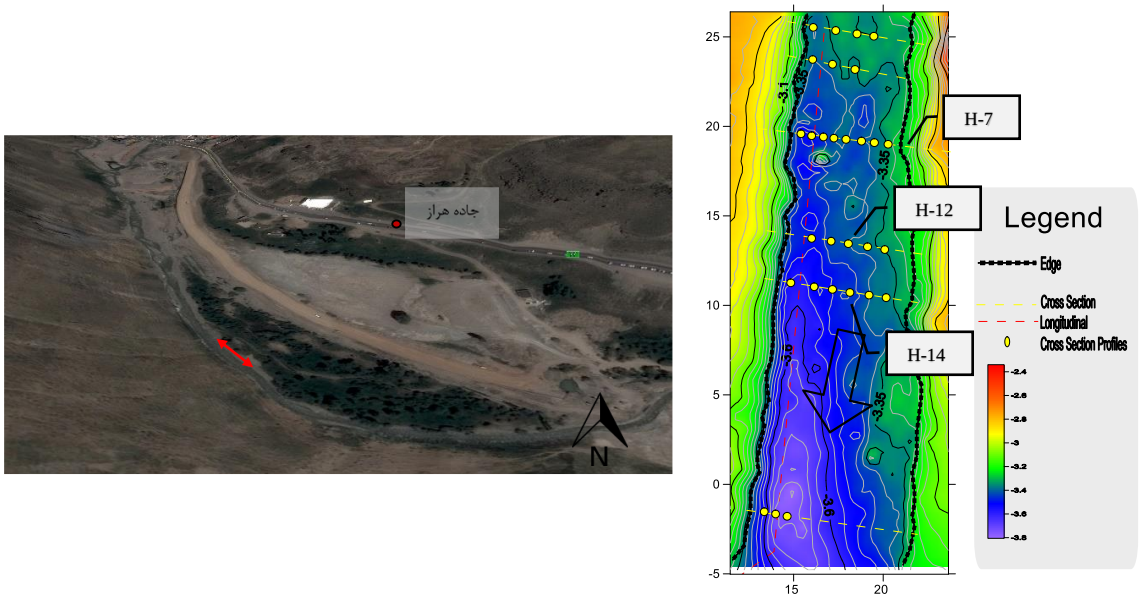
اولین مرحله از برداشت داده‌ها، نقشه‌برداری توپوگرافی بستر و کناره رودخانه بوده است که توسط یک دستگاه دوربین توتال استیشن انجام گرفت. برای این منظور، ابتدا بازه موردنظر از طریق طناب کشی بصورت ۰/۵ متر در راستای طولی و ۰/۵ متر در راستای عرضی رودخانه شبکه

1. Riffle

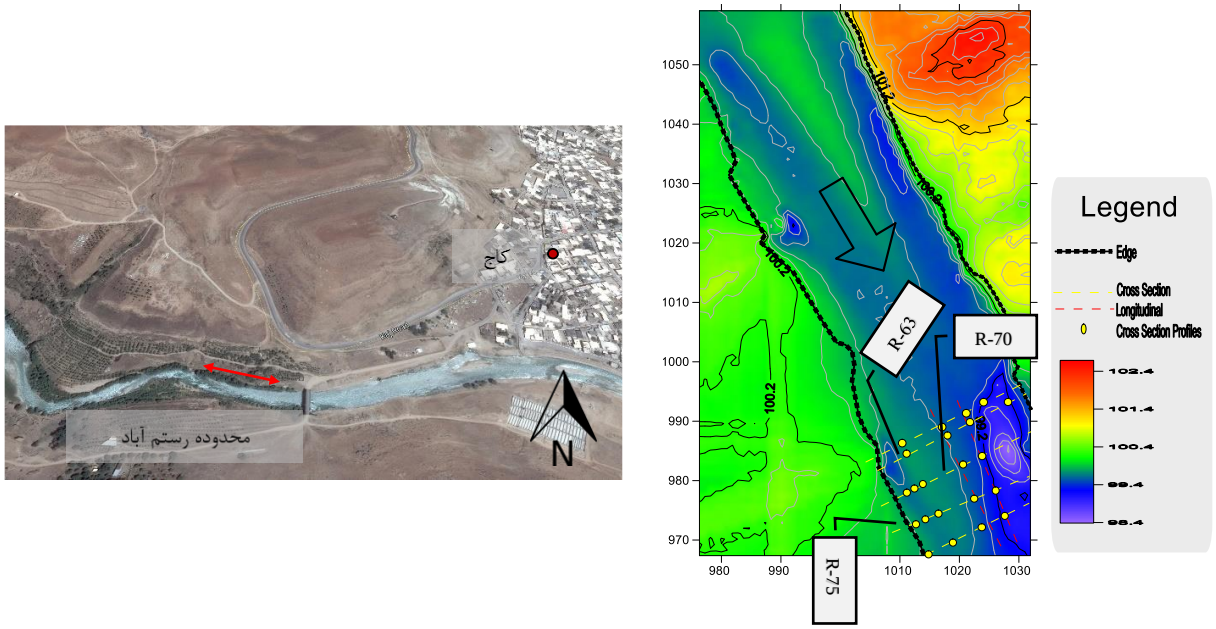
2. Pool

جدول ۱ برخی از مشخصات هندسی هیدرولیکی بازه‌های انتخابی

نام رودخانه	طول بازه (m)	B (m)	h (m)	دبی (m^3/s)	d_{16} (cm)	d_{50} (cm)	d_{84} (cm)	d_{90} (cm)	h/d_{50} (-)	B/h	S_0 (%)
هراز	۴۵	۹/۵	۰/۳۰	۳/۶۸	۱/۷	۲/۸	۴/۹	۶/۰	۱۰/۴	۳۱/۷	۰/۸
رستم‌آباد	۹۵	۲۰	۰/۱۷۵	۱/۵۳	۲/۶	۴/۰	۵/۷	۶/۰	۴/۴	۱۱۴/۳	۰/۴۶



شکل ۳ موقعیت جغرافیایی بازه هراز و محدوده داده‌برداری و نقشه توپوگرافی بازه



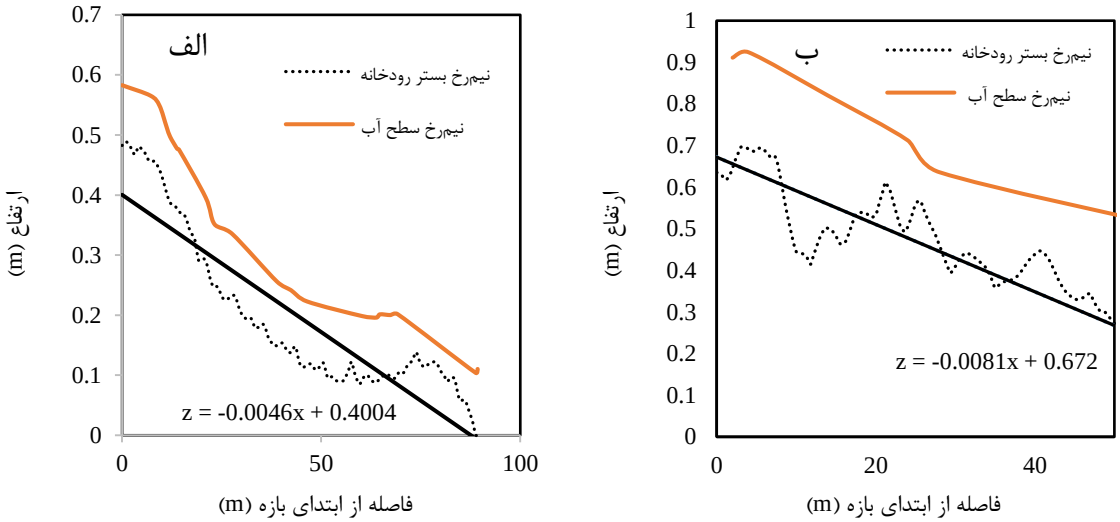
شکل ۴ موقعیت جغرافیایی بازه رستم‌آباد، شهرستان کاج و محدوده داده‌برداری و نقشه توپوگرافی بازه

بندی شد. همچنین کناره رودخانه نیز به فاصله یک متر نقشه‌برداری شد (۰). برای رسم نیم‌رخ سطح آب نیز در همان نقاط نقشه‌برداری شده، عمق آب به‌وسیله یک میله مدرج قرائت شد. نحوه نام‌گذاری این نقاط هم شامل یک حرف و یک عدد است، نیم‌رخ‌های رودخانه هراز با حرف H و نیم‌رخ‌های رودخانه رستم‌آباد با حرف R نشان داده‌شده‌اند؛ همچنین عدد موجود در نام هر نیم‌رخ، نشان‌دهنده فاصله آن نقطه از ابتدای بازه داده‌برداری شده است. در ۰ نیم‌رخ بستر رودخانه‌ها و سطح آب در خط‌القعر آنها نشان داده‌شده‌اند.

الف) رودخانه رستم‌آباد ب) رودخانه هراز

شکل ۵ عملیات شبکه‌بندی و نقشه‌برداری بستر و حاشیه رودخانه

شکل ۶ میز نمونه‌گیری و نحوه استقرار دستگاه ADV در رودخانه



شکل ۷ نیم‌رخ بستر رودخانه و سطح آب در محور خط‌القعر بازه الف) رستم‌آباد ب) هراز

نحوه دانه‌بندی در این مطالعه مبتنی بر روش کلاسـ یک Wolman (1954) بوده اسـت.برای این منظور با انتخاب یک سـطح ۰/۵ متر در ۰/۵ متر، در بسـتر رودخانه بدون دیدن ذرات، ۱۰۰ عدد شـن یا قلوه‌سـنگ برداشت می‌شود و سپس از طریق یک کولیس سه بعد آن اندازه‌گیری شده و قطر میانه برای هر ذره تعیین می‌شـود. سـپس منحنی فراوانی تجمعی ذرات برداشت‌شده در مقابل درصد ذرات ریزتر ترسـیم می‌شـود. با رسـم این منحنی می‌توان d_{50}، d_{90} و یا هر قطر مشخصه دیگر را تعیین کرد.

اندازه‌گیری سـرعت با اسـتفاده از دسـتگاه سـرعت‌سـنج صـوتی[1] (ADV) پایین‌نگر سـاخت شـرکت نورتک[2] و به‌صـورت نقطه‌ای برداشـت شـده اسـت. برای این منظور دسـتگاه سـرعت‌سـنج بر روی میز نمونه‌گیری که توسـط نویسندگان طراحی شد قرار گرفت. این میز دارای چهارپایه با ارتفاع قابل تنظیم و با ابعاد ۱/۵ متر در ۰/۷ متر است. با قرارگیری سـرعت‌سـنج در مرکز میز نمونـه‌گیری، اندازه‌گیری‌های سرعت مستقل از اثر پایه ها بر نتایج انجام می شـوند. سـرعت‌سـنج با نصب شـدن بر روی یک صـفحه مثلثی شـکل به میز متصـل می‌شـود. این صـفحه علاوه بر تنظیم ارتفاع سرعت‌سنج، به دلیل وجود دو تراز استوانه‌ای و کروی و سه پیچ تنظیم، سرعت‌سنج را کاملا در راستای قائم قرار می‌دهد (۰ ۶). اندازه‌گیری سـرعت در فاصـله ۵۰ میلی‌متری از فرسـتنده در مرکز یک حجم اسـتوانه‌ای با قطر ثـابـت ۶ میلی‌متر و ارتفـاع قـابـل تنظیم ۳ تـا ۱۵ میلی‌متر، کـه حجم نمونه‌گیری[3] نـام دارد، انجـام می‌گیرد. Kabiri et al. (2017) با مقایسـه اختلاف مقادیر سـرعت حاصل از داده‌برداری ۱۲۰ ثانیه و ۳۰۰ ثانیه که با فرکانس ۲۰۰ انجام شـده بودند، نشـان دادند که برداشـت سـرعت جریان در هر نقطه به مدت ۱۲۰ ثانیه با این دسـتگاه از دقت کافی برخوردار است. در این مطالعه نیز سرعت در هر نقطه از رودخانه با فرکانس ۲۰۰ هرتز و زمان داده‌برداری ۱۲۰ ثانیه اندازه گیری شد که منجر به تولید ۲۴۰۰۰ داده در هر نقطه و در هر جهت می‌شود. با این حجم بسیار زیاد از اطلاعات و حتی در صـورت غربال بخشـی از داده‌ها که به‌صورت نویز ثبت شده‌اند، می‌توان به‌خوبی مقادیر سرعت و تنش رینولدز را در هر نقطه برآورد کرد تا از طریق آن‌ها سرعت برشی را دست آورد. همچنین برای افزایش سلامت داده‌ها، در این تحقیق غربال داده‌ها از روش Goring & Nikora (2002) و با استفاده از نرم‌افزار WinADV[4] انجام شده است. برای ارائه مطلوب داده‌های سرعت‌سنج صوتی، از معیارهای افزایش زمان نمونه‌برداری، انتخاب مناسـب فرکانس نمونه‌گیری، انتخاب مناسـب دامنه اندازه‌گیری

1. Acoustic Doppler Velocimeter
2. Nortek
3. Sampling volume
4. https://www.usbr.gov/tsc/techreferences/computer%20software/software/winadv/index.html

سرعت و به‌کارگیری انواع فیلترها استفاده شد. برای مثال فرکانس ۲۰۰ هرتز و زمان نمونه‌گیری ۱۲۰ ثانیه منجر به تولید ۲۴۰۰۰ داده در هر نقطه می‌شود. در این صورت حتی اگر ده درصد داده هم فیلتر شوند، از طریق باقیمانده داده‌ها برای هر نقطه می‌توان به‌خوبی سرعت جریان را برآورد کرد. برای اطمینان بیشتر محاسبات و نتایج حاصل همچنین از فرکانس ۲۵ هرتز و زمان نمونه‌گیری ۳۰۰ ثانیه استفاده شد.

لازم به ذکر است که در این تحقیق جریان دائمی و سری زمانی داده‌های حاصل توسط سرعت‌سنج صوتی ارگودیک هستند. فرآیند ارگودیک یعنی میانگین مجموعه (میانگین حسابی) حاصل از ۲۴۰۰۰ داده سرعت لحظه‌ای در هر نقطه از پروفیل سرعت با میانگین حسابی هریک از زیرمجموعه‌های ۲۴۰۰۰ داده (شامل ۵۰۰۰، ۱۰۰۰۰ و ۱۵۰۰۰ داده برداشتی در آن نقطه) برابر است و این فرآیند برای جریان‌های یکنواخت و غیریکنواخت برقرار است (Bendat et al., 1986). برای ارگودیک بودن یک فرآیند لازم است جریان مورد مطالعه دائمی‌باشد هرچند جریان می تواند یکنواخت یا غیریکنواخت باشد.

برای تایید دائمی بودن جریان موردمطالعه، مدت‌زمان برداشت داده‌ها ۹۰ ثانیه، ۱۲۰ ثانیه و ۳۰۰ ثانیه با فرکانس ثابت ۲۰۰ هرتز تغییر یافت و برای هر یک از آن‌ها مقادیر میانگین سرعت محاسبه شد. نتایج نشان دادند که مقادیر برآورد شده سرعت مستقل از زمان اندازه گیری بوده و مقدار میانگین با تغییر زمان اندازه گیری تغییر نمی‌کند. همچنین برای اطمینان بیشتر در نتایج، از فرکانس ۲۵ هرتز نیز در برداشت داده‌ها برای زمان‌های ۱۰۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ ثانیه استفاده شد، در این حالت نیز تغییری در مقادیر میانگین سرعت مشاهده نشد. Nikora et al. (2007) بیان کردند که در بسیاری حالات فرضیات دایمی و ارگودیک بودن فرضیات منطقی است. بهترین راهکار برای تایید درستی این فرضیات استفاده از داده‌های اندازه گیری شده است. آنالیز داده‌های برداشتی توسط ای دی وی نشان داد که جریان مورد مطالعه دائمی (مستقل از زمان) و ارگودیک است.

Nikora et al. (2001) با استفاده از روش میانگین‌گیری دوگانه (میانگین‌گیری زمانی و مکانی) مقدار میانگین را برای هر پارامتر که معرف آشفتگی (عدد رینولدز) و رژیم جریان (عدد فرود) باشد گزارش کردند. این محققین هر متغیر وابسته به زمان مانند θ را در قالب میانگین‌گیری دوگانه به‌صورت رابطه (۱) تعریف کردند:

$$\theta = \left\langle \bar{\theta} \right\rangle + \tilde{\theta} + \theta' \qquad (۱)$$

که در آن $\left\langle \bar{\theta} \right\rangle$ میانگین دوگانه، $\tilde{\theta}$ اختلاف مقدار میانگین زمانی با مقدار میانگین دوگلنه و θ' نوسانات زمانی پارامتر θ است. نیکورا و همکاران (۲۰۰۱) عمل میانگین‌گیری دوگانه برای پارامتر θ را به‌صورت رابطه (۲) تعریف کردند:

$$\left\langle \bar{\theta} \right\rangle = \frac{1}{A_f(z)} \int_{\Omega} \bar{\theta}(\alpha,\beta,z) ds \qquad (۲)$$

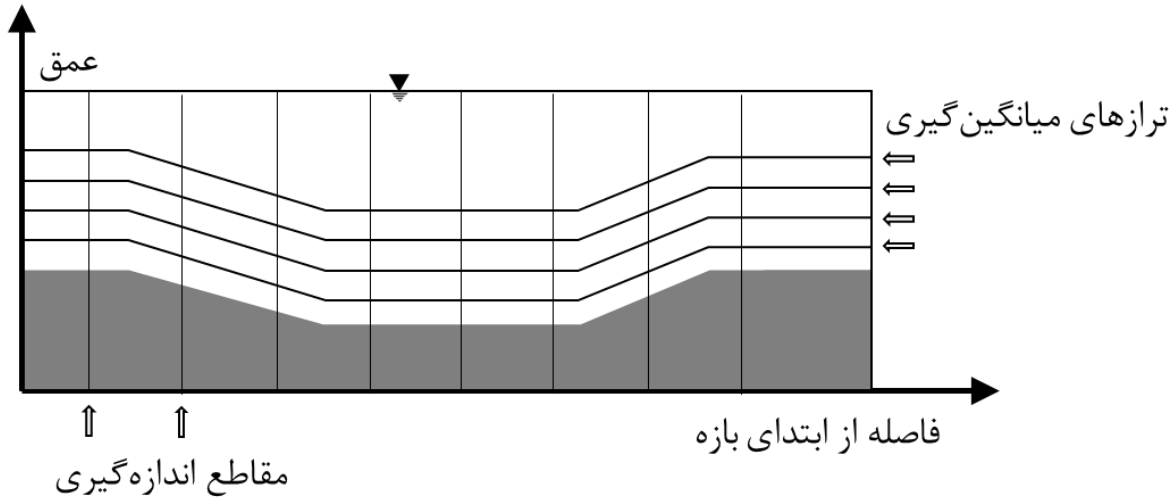
که در آن Ω ناحیه مستطیلی با ابعاد $L_x \times L_y$ است که موازی با بستر می باشد، A_f زیردامنه‌ای از Ω است که توسط سیال در ناحیه مشخص به مساحت ds اشغال شده است. نسبت $A = A_f/A_0$ در بسترهای زبر ثابت نیست که در آن A_0 معرف سطح کل است و z به فاصله نقاط برداشت از بستر مربوط است. متغیرهای α و β به‌صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$0 < \alpha < L_x , 0 < \beta < L_y \qquad (۳)$$

میانگین‌گیری دوگانه به‌صورت معادله ۴ انجام می‌شود:

$$\left\langle \bar{u} \right\rangle = \frac{\sum_{k=1}^{N-N_0(z)} \bar{u}_k(z) A_k(z)}{\sum_{k=1}^{N-N_0(z)} A_k(z)} \cong \frac{1}{N - N_0(z)} \sum_{k=1}^{N-N_0(z)} \bar{u}_k(z) \qquad (۴)$$

که در آن N تعداد کل زیردامنه‌ها و $N_0(z)$ تعداد زیردامنه‌های موجود در تراز z است. A_k تراز kام از بستر است. ۰ ۸ ترازهای میانگین را برای چند سطح هم‌تراز نشان می‌دهد. سرعت متوسط به‌طریق مکانی از میانگین نقاط هم فاصله از بستر باز های مطالعه شده محاسبه شده است. لازم به ذکر است که ضرورتی برای ثابت ماندن عمق استغراق در کاربرد روش میانگین‌گیری دوگانه وجود ندارد زیرا در رودخانه‌ها به دلیل حضور شکل بستر و درعین‌حال افقی بودن سطح آب، عمق جریان در امتداد مسیر تغییر می‌کند که سبب تغییر شناوری نسبی(h/d_{50}) می‌شود. مطالعات Smith et al. (1977) در امتداد یک تلماسه به شکل مثلث با کاربرد میانگین دوگانه انجام شده است که در آن عمق جریان (شناوری نسبی) در امتداد مثلث (شکل بستر تلماسه) تغییر می‌کرده است. ۰ نشان می‌دهد که متوسط‌گیری در امتداد نقاط هم فاصله از بستر از تاج ذرات شن-قلوه‌سنگ تا نزدیکی سطح آب صورت گرفته است. روش میانگین‌گیری دوگانه در آزمایشگاه توسط Fazlollahi et al. (2013) بررسی شده است. بر این اساس هر یک از نقاط پروفیل سرعت میانگین‌گیری دوگانه از میانگین مکانی و زمانی نقاط با فاصله یکسان از بستر در ترازهای مختلف به دست آمده است.



شکل ۸ ترازهای میانگین‌گیری مکانی بر روی شکل بستر مقعر

۰ متوسط گیری در امتداد نقاط هم فاصله از بستر را نمایش می‌دهد. فرض روش میانگین‌گیری دوگانه برای حل مشکل ناهمگنی بستر این است که سرعت در هر نقطه از پروفیل سرعت از طریق میانگین مکانی لایه‌های موازی سطح متوسط بستر حاصل می‌شود. فرض روش میانگین‌گیری دوگانه بکار رفته در برآورد سرعت و تنش در این مقاله متفاوت از روش میانگین‌گیری استاندارد نیست همچنان که Day (2014) در صفحات ۱۷۴ تا ۱۷۹ قبلا به آن اشاره کرده است. در حالت استاندارد میانگین‌گیری مقادیر سرعت جریان از زیر لایه زبر(لایه آب داخل فضای متخلخل شن و قلوه‌سنگ) نیز استفاده می‌شود. برآورد زیر لایه زبر در رودخانه‌ها بسیار دشوار است، بنابراین حدود انتگرال‌گیری از $0.2d_{50}$ در زیرتاج ذرات بستر تا سطح آب انجام می‌شود و شامل بخش کامل زیر لایه زبر نمی‌شود (Day ,2014). قانون لگاریتمی دقیقا در لایه روی بستر زبر معتبر بوده (زیرا سرعت جریان در داخل ذرات رسوب که یک محیط متخلخل است دارای توزیع خطی است و نه لگاریتمی) و در نزدیکی بستر (روی شن و قلوه‌سنگ) مستقل از گرادیان فشار (یکنواختی با غیریکنواختی جریان) است. کاربرد روش میانگین‌گیری برای عمق گفته شده برآوردی منطقی از محاسبات سرعت و سرعت برشی ارائه می دهد.

هدف از اعتبار سنجی روش میانگین‌گیری دوگانه در رودخانه‌ها اثبات تئوری این روش نیست زیرا درک جزئیات جریان در زیر لایه زبر برای مهندسین رودخانه در اولویت نیست، هرچند کاربرد این روش برای میدان جریان از تاج ذره تا سطح آب برآوردی منطقی‌تر و درست‌تر از پارامترهای هیدرودینامیکی مانند و سرعت برشی بر اساس روش‌های موجود ارائه خواهد داد.

پس از محاسبه سرعت میانگین دوگانه برای هر نقطه، نیم‌رخ سرعت جریان حاصل می‌شود. برای بررسی میزان صحت نتایج، از قانون لگاریتمی استفاده شد.لازم به ذکر است که اغلب تصور می‌شود شرط توسعه‌یافتگی برای مطالعات جریان لایه مرزی آشفته ضروری است. هرچند اگر برقراری این شرط در رودخانه‌ها ضروری بود، هیچ مطالعه‌ای نمی‌بایست در هیدرولیک رودخانه که در آن جریان آشفته است و ضخامت لایه مرزی معادل عمق جریان است انجام می‌شد زیرا در محیط رودخانه هیچ پارامتری (اندازه ذره رسوب، عمق جریان، سرعت جریان، مرفولوژی ، شکل بستر) در یک بازه ثابت نیست تا بر اساس آن‌ها شکل پروفیل سرعت در امتداد جریان ثابت مانده و جریان کاملا توسعه‌یافته شود. فرضیات انجام شده توسط محققین رودخانه طی یک قرن گذشته اگرچه دارای برهان ریاضی نبوده‌اند ولی به‌خوبی با تقریب‌های قابل‌قبول، مسائل رودخانه‌ای را حل کردند (Buffington & Montgomery 1997). تئوری لایه مرزی در هیدرولیک به طریق تجربی تعدیل شده و به نتایج بسیار مهمی توسط گراف و سایر محققین دست یافته است. برای مثال ضخامت لایه مرزی در تئوری لایه مرزی نازک فرض می‌شود درحالی‌که در هیدرولیک لایه مرزی ضخیم است و از بستر تا سطح آب (یعنی معادل عمق جریان) در نظرگرفته می‌شود زیرا لزجت در تمام عمق جریان نیمرخ سرعت را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Graf et al. 1998). کاربرد قانون لگاریتمی در برآورد سرعت برشی همخوانی بسیار مطلوبی با روش‌های مبتنی بر مشخصات لایه مرزی در رودخانه‌ها دارد (Plott et al., 2013, Afzalimehr & Rennie, 2009).

هدف متوسط گیری کاهش خطا و ارائه یک برآورد مناسب‌تر از پارامترهای هیدرودینامیکی است، هرچند برخلاف شرایط آزمایشگاهی که در آن شیب بستر، قطر ذرات، اندازه گیری سرعت جریان کاملا کنترل‌شده می‌باشند در رودخانه تغییرات تراز بستر سبب نوعی بی‌نظمی در برآورد شیب ، عمق و سرعت جریان می‌شود که ممکن است در تعیین نقاط هم فاصله از بستر خطایی در محاسبات وارد کند. بعلاوه وجود توده‌های گیاهی کوچک و پراکنده و یا برخی قلوه‌سنگ‌های پراکنده که ابعاد بزرگ‌تری از دانه‌بندی غالب ذرات آن بازه دارند، امکان دارد در اندازه‌گیری‌های عمق و سرعت در امتداد بازه مطالعه شده خطایی ایجاد کنند. منبع دیگر خطاها می‌تواند ناشی از کاهش ضریب همبستگی سرعت اندازه گیری شده و کاهش سیگنال به نویز دستگاه ای دی وی در برخی نقاط هم فاصله از بستر به‌ویژه در نزدیکی کف رودخانه در امتداد جریان باشد که بر اساس آنها میانگین دوگانه برآورد می‌شود. برخی از این نوع خطاها عملا غیرقابل‌کنترل در محیط رودخانه می‌باشند، برخی دیگر با افزایش تعداد برداشت‌ها در فواصل کوتاه‌تر و تکرار اندازه گیری ها قابل اصلاح می‌باشند. لازم به ذکر است که خطاهای تا ۲۰۰ درصد در مطالعات مهندسی رودخانه قابل‌قبول است (Wu et al., 2004) که دلیل پذیرش این میزان تفاوت بین مقادیر محاسباتی و اندازه گیری شده دشواری شرایط کار در بسترهای زبر ، دقت وسایل بکار رفته برای اندازه گیری، عدم شناخت تمام عوامل مؤثر در تولید خطا و عدم امکان کاربردی تئوری‌ها بدون انجام فرضیات قابل‌توجه است. Chanson (1999) در صفحه ۲۰۲ به نقل از وان راین می‌نویسد: "خطای کلی در مطالعات رودخانه ای ممکن نیست کمتر از دو برابر باشد".

طبق قانون لگاریتمی که در ناحیه داخلی جریان ($z/h<0.3$ که در آن z فاصله از بستر و h عمق جریان است) معتبر است (Afzalimehr, 2010)، نیم‌رخ سرعت از معادله (۵) تبعیت می‌کند:

$$\langle \bar{u} \rangle (z)/u^* = \frac{1}{\kappa}\ln(\frac{z}{k_s}) + Br \qquad (۵)$$

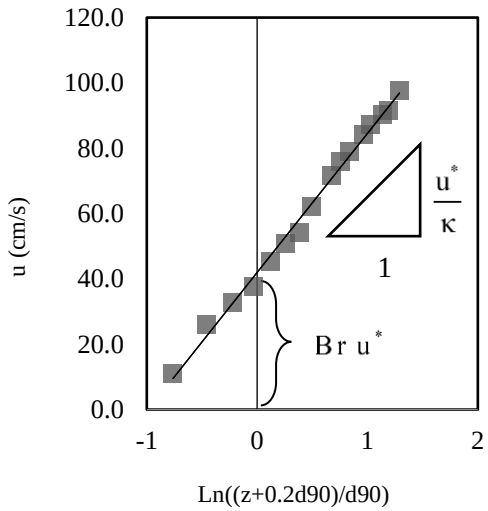
در رابطه(۵) u^* سرعت برشی برای نیم‌رخ سرعت با میانگین‌گیری دوگانه، $\langle \overline{u} \rangle (z)$ سرعت متوسط با میانگین‌گیری دوگانه در عمق z، κ ثابت ون‌کارمن، k_s زبری معادل نیکورادزه، Br ثابت عددی انتگرال است. درصورتی‌که بتوان مقدار u^* را با کمک روش‌های دیگر محاسبه کرد، می‌توان مقادیر κ و Br را با توجه به ۰ محاسبه کرد. برای این منظور شیب خط برازش داده‌شده بر داده‌های سرعت(u) در مقابل $\mathrm{Ln}((z+0.2d_{90})/d_{90})$ برابر با $\frac{u^*}{\kappa}$ است که از آن مقدار κ به دست می‌آید و عرض از مبدا خط برازش داده‌شده برابر با $\mathrm{Br}\ u^*$ است که از آن مقدار Br حساب می‌شود.لازم به ذکر است که برای نمایش توزیع سرعت جریان بر اساس قانون لگاریتمی از برازش $\ln[(z+ak_s)/(k_s)]$ (محور افقی) در برابر سرعت جریان (u) (محور قایم) در مراجع استفاده می‌شود (Graf et al. 1998) ، که در آن a یک ضریب تعدیل عمق جریان در بسترهای زبر است که در این مقاله بر اساس توصیه Graf et al. (1998) $a=0.2$ انتخاب شد. بنابراین در این مقاله عمق جریان از سطح مرجع واقع در $0.2d_{90}$ زیر تاج ذرات رسوب تا سطح آب در نظر گرفته می‌شود (h= $z+0.2d_{50}$). برای مقدار k_s در قانون لگاریتمی نیز بین محققین اجماع نیست (Chanson, 1999) و انتخاب آن به داده های هر محقق بستگی دارد. انتخاب $ks=d_{90}$ در این تحقیق بر اساس تجارب قبلی نویسندگان مبنی بر برازش مناسب قانون لگاریتمی بر داده‌های نزدیک بستر از طریق سعی و خطا انجام گرفته است. ۰ برازش قانون لگاریتمی بر داده‌های سرعت را نشان می‌دهد.

بر اساس فرضیه طول اختلاط پرانتل $(l=k_z)$ اثر گرادیان فشار در مقایسه با جریان یکنواخت (گرادیان فشار صفر) فقط در ضخامت لایه نزدیک بستر است (Graf et al. 1998) و مستقل از نوع جریان (یکنواخت یا غیریکنواخت) کاربرد طول اختلاط معتبر است. بنابراین قانون لگاریتمی معرف مناسب تجربی برای ارائه داده‌های نزدیک بستر است (Barenblatt, 1982)، همچنان که دیگر قوانین موجود در منابع مانند قانون کولز و یا سهمی (Afzalimehr & Anctil , 1998)، داده‌های نزدیک سطح آب را در بسیاری شرایط به‌خوبی نمایش می‌دهند.

قانون لگاریتمی برای گرادیان فشار غیر صفر (غیریکنواخت) نیز برقرار است، هرچند ضخامت آن برای جریان کندشونده (گرادیان فشار مثبت) کاهش می‌یابد (Tennekes & Lumley, 1972. White, 1974. Reynolds, 1974)

در واقع قانون لگاریتمی بستگی به شرایط جریان در نزدیک بستر ندارد و می تواند برای جریان‌های با گرادیان فشار صفر (یکنواخت) و یا گرادیان فشار غیر صفر (غیر یکنواخت) به‌کار رود (White, 1974).

در رابطه با ضرایب قانون لگاریتمی در مهندسی رودخانه اتفاق نظر وجود ندارد، برای مثال Omid et al. (2012) نوشتند که وانونی مقدار ثابت ون‌کارمن را در حضور رسوب معلق ۰/۲۱ ارائه کرده است و Yalin, (1972) این ضریب را ۰/۱۶ گزارش کرده است. هم‌چنین برای جریان با گرادیان فشار غیر صفر (غیریکنواخت) مقدار Br تابع میزان تغییرات گرادیان فشار است (Reynolds, 1974).



شکل ۹ برازش قانون لگاریتمی بر داده‌های سرعت و نحوه محاسبه سرعت برشی و ثابت انتگرال‌گیری

به‌منظور محاسبه ضرایب ثابت قانون لگاریتمی (κ و Br) لازم است که سرعت برشی از یک روش دیگر محاسبه شود که در این مطالعه از روش مشخصات لایه‌مرزی استفاده شد (Afzalimehr & Anctil , 2000). در این روش سرعت برشی با استفاده از رابطه (۶) حاصل می‌شود:

$$u^* = \frac{\delta^* - \theta \ u_c}{c\delta^*} \qquad (۶)$$

در این رابطه δ^* ضخامت جابجایی لایه‌مرزی است و از رابطه(۷) محاسبه می‌شود. θ ضخامت اندازه حرکت لایه‌مرزی است و از رابطه (۸) به دست می‌آید. برای محاسبه سرعت برشی(u^*) از این روش ابتدا به کمک معادله ۷ و ۸ ضخامت جابجایی مرزی و ضخامت اندازه حرکت لایه مرزی محاسبه شدند (اگر داده‌های سرعت پیوسته نباشند، انتگرال تبدیل به جمع می‌شود) .سرعت حداکثر (u_c)، مربوط به بیشترین سرعت نقطه‌ای اندازه‌گیری شده در هر پروفیل سرعت است و ضریب c بر اساس نتایج آزمایشگاهی و رودخانه‌ای (Afzalimehr & Rennie, 2009) ۴/۴در نظر گرفته شد. با جایگزینی مقادیر به‌دست‌آمده در معادله ۶، سرعت برشی محاسبه می‌شود.

$$\delta^* = \int_0^h \left(1 - \frac{u}{u_c}\right) dz \qquad (۷)$$

$$\theta = \int_0^h \frac{u}{u_c}\left(1 - \frac{u}{u_c}\right) dz \qquad (۸)$$

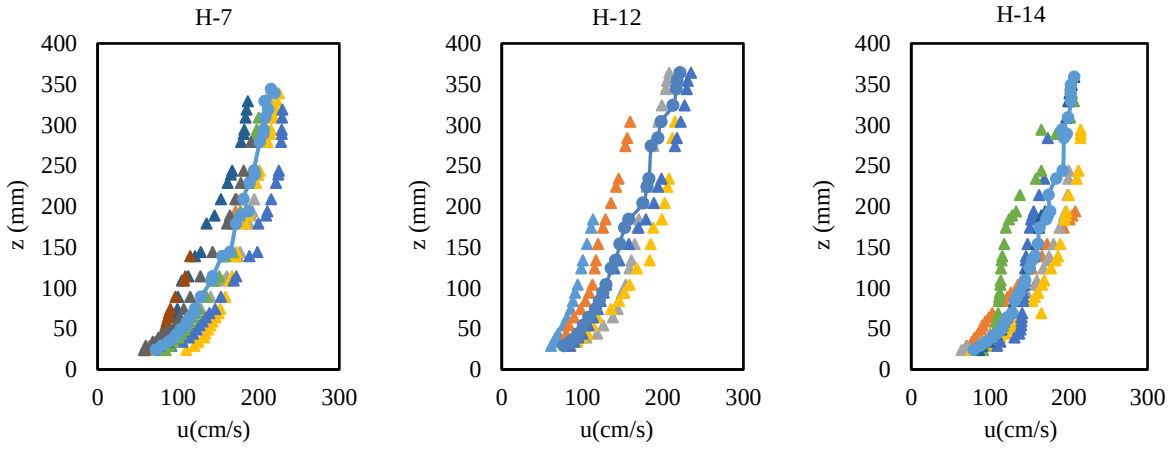
۳- نتایج و بحث

۳-۱- نیم‌رخ میانگین دوگانه و میانگین زمانی سرعت

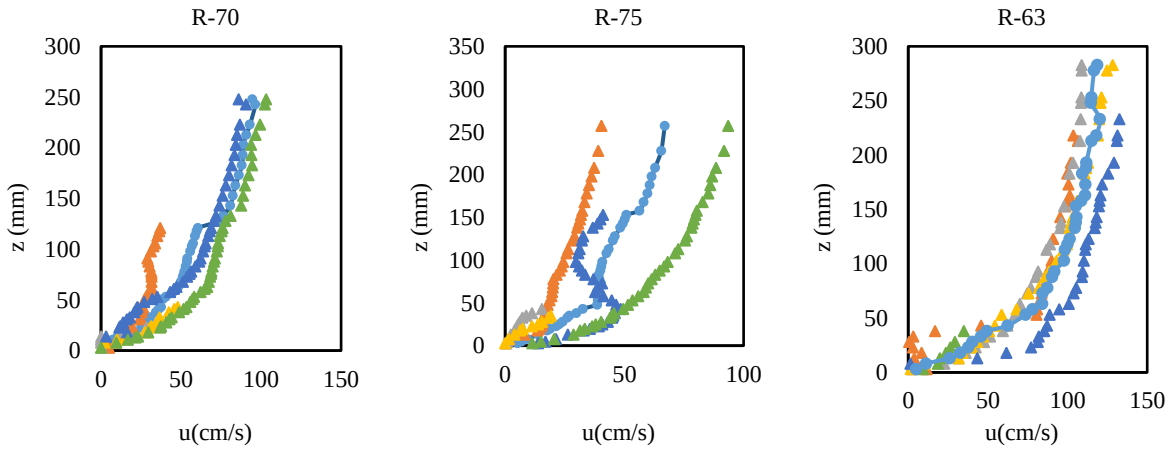
برای برآورد بهتر پارامترهای هیدرودینامیکی مانند سرعت و سرعت برشی در نزدیکی بستر، روش میانگین‌گیری دوگانه از میانگین سطح موازی با بستر و نه فقط محور مرکزی رودخانه استفاده شد. میدان میانگین گیری در جریان غیر یکنواخت ممکن است باریک تر از جریان یکنواخت باشد (Nikora et al., 2007). برای راستای عرضی در هر مقطع از رودخانه با توجه به شرایط جریان (عمق جریان، عرض رودخانه) ۳ تا ۵ پروفیل سرعت در این مطالعه برداشت شدند و میانگین وزنی آنها به‌عنوان سرعت متوسط در آن مقطع استفاده شد. سپس در امتداد طولی بازه موردبررسی تا ۱۰ پروفیل سرعت در مسیر جریان برداشت شد و بر اساس میانگین مکانی آنها (۳۰ تا ۵۰ پروفیل سرعت در یک بازه-۳ تا ۵ پروفیل در مقطع عرضی و ۱۰ پروفیل در مقطع طولی) یک پروفیل معرف که نشان دهنده تمام پروفیل‌های عرضی و طولی برداشتی در آن بازه است ارائه شد. میانگین‌گیری وزنی در هر مقطع به نحوی الگوی جریان را از طریق توزیع سرعت نشان می‌دهد، هرچند این الگو فقط ارزش موضعی برای محاسبه سرعت برشی، ضریب زبری در آن مقطع عرضی را دارد درحالی‌که میانگین‌گیری دوگانه برای سطح موازی بستر در تمام یک بازه از رودخانه مطالعه شده که از ده سطح مقطع عرضی تشکیل یافته صورت می‌گیرد. لازم به ذکر است هر چه تعداد پروفیل‌های برداشتی در یک بازه در راستای عرضی و طولی بیشتر باشد دقت نتایج بیشتر خواهد شد که نیازمند منابع مالی مناسب است.

در مطالعات مهندسی رودخانه بجای تأکید بر برهان و دلیل ریاضی، لازم است همچنان که Buffington & Montgomery, (1997) اظهار کردند، بر قابلیت دفاع و کاربرد یک روش تاکید کرد. برآورد مناسب سرعت برشی بر اساس میانگین دوگانه می‌تواند به کاربرد بهتر بسیاری از پارامترهای هیدرولیکی که اساس آنها بر تجربه و نه برهان ریاضی استوار است مانند ضریب زبری، تنش برشی در انتقال رسوب و آب شستگی کمک کند. برای مثال ضریب شزی که حتی از نظر ابعادی درست نیست ، بیش از ۲۵۰ سال مورد استفاده مهندسین هیدرولیک است و نیازی برای دلیل و برهان ریاضی در کاربرد آن نیست. پارامتر شیلدز که مبتنی بر برآورد سرعت برشی است بیش از ۸۰ سال مورد استفاده قرار گرفته است و با وجود عدم اجماع در مقدار و محدودیت‌های آن، یکی از مهم‌ترین و کاربردی ترین پارامترهای مطالعات مهندسی رودخانه به‌شمار می‌رود.

همان‌طور که در ۰ مشاهده می‌شود، نیم‌رخ‌های میانگین زمانی در یک مقطع عرضی در رودخانه هراز تقریبا با هم مشابه هستند درحالی‌که این اتفاق در رودخانه رستم‌آباد (۰ ۱۱) کمتر مشاهده می‌شود که دلیل آن تغییرات بیشتر شکل بستر در راستای عرضی رودخانه رستم‌آباد و همچنین درشت‌دانه بودن ذرات، شناوری نسبی کمتر آن و نسبت ظرافت بسیار بزرگ آن نسبت به بازه هراز می باشد. Franca et al., 2008, 2010 نشان دادند که نیم‌رخ‌های میانگین زمانی در نقاط نزدیک بستر دارای ناهمواری‌هایی است که میانگین‌گیری دوگانه تا حد زیادی



شکل ۱۰ نیم‌رخ میانگین دوگانه و میانگین زمانی سرعت در رودخانه هراز



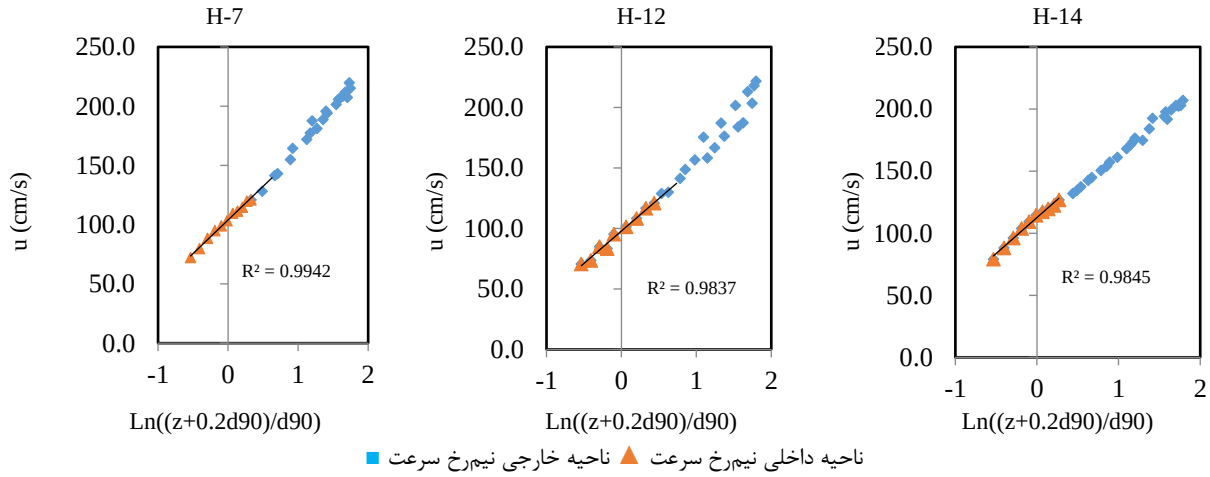
شکل ۱۱ نیم‌رخ میانگین دوگانه و میانگین زمانی سرعت در رودخانه رستم‌آباد

آنها را از بین می‌برد. در رودخانه رستم‌آباد این ناهمواری‌ها بیشتر به چشم می‌خورد (مثال در R-75) و کاربرد میانگین‌گیری دوگانه به‌خوبی توانسته با کاهش آن‌ها به برآورد مناسب‌تر سرعت جریان و سرعت برشی کمک کند (۱۱ ،۰). Franca et al. (2008, 2010) اظهار کردند که نیم‌رخ‌های میانگین‌گیری دوگانه سرعت در فاصله $0.4 \leq z/h \leq 0.8$ از تابع لگاریتمی پیروی می‌کند و در فاصله $0.3 \leq z/h \leq 0.4$ به‌صورت خطی تغییر می‌کند. این در حالی است که نتایج این تحقیق نشان داد که قانون لگاریتمی در فاصله $0.02 \leq z/h \leq 0.3$ معتبر بوده ناحیه خطی در این تحقیق مشاهده نشد، هم‌چنین در خارج از این محدوده داده‌ها از قانون لگاریتمی منحرف می‌شوند. همان‌طور که در ۰ ضرایب همبستگی (R^2) همواره بیشتر از ۰/۹۸ است که نشان می‌دهد در ناحیه داخلی قانون لگاریتمی به‌خوبی توانسته بر داده‌های برداشت‌شده برازش داده شود. در ناحیه خارجی، همان‌طور که انتظار می‌رود، نیم‌رخ سرعت از قانون لگاریتمی منحرف شده است Kironoto & Graf (1995) نشان دادند که در جریان تندشونده انحراف داده‌ها از قانون لگاریتمی در زیر خط برازش یافته بر اساس این قانون قرار می‌گیرد ولی در جریان کندشونده انحراف داده‌ها در بالای این خط قرار می‌گیرد. هرچند نیم‌رخ‌های برداشت شده در رودخانه‌ها در شکل‌های

۱۲ و ۱۳ نشان می‌دهند که نقاط آبی‌رنگ گاهی بالای خط مشکی برازش یافته بر نقاط قرمز و گاهی در زیر آن قرار گرفته‌اند. Afzalimehr & Rennie, (2009) نیز به این نتیجه رسیدند که در رودخانه‌های شنی و قلوه‌سنگی انحراف از قانون لگاریتمی از الگوی خاصی پیروی نمی‌کند. با توجه به این‌که تمام نیم‌رخ‌های این تحقیق از نوع جریان کندشونده هستند، شکل‌های ۱۲ و ۱۳نشان می‌دهند که انحراف از قانون لگاریتمی در ناحیه خارجی از الگوی خاصی پیروی نمی‌کند. انحراف از قانون لگاریتمی بدون الگوی مشخص علاوه بر نمایش تغییرات گرادیان فشار در راستای طولی به عدم اعتبار لایه اختلاط ثلبت در عمق جریان در رودخانه‌ها نیز مربوط می‌شود. باید توجه داشت که در جریان کندشونده گرادیان فشار مثبت است، زیرا سرعت در راستای جریان کاهش می‌یابد. اگر افزایش گرادیان فشار ادامه یابد ضخامت لایه لگاریتمی کاهش و سرانجام با وقوع پدیده جدایی جریان ، کاربرد قانون لگاریتمی نامعتبر می‌شود. نوع جریان کندشونده (گرادیان فشار مثبت) و یا جریان یکنواخت تاثیر مستقیم بر توزیع سرعت جریان و سرعت برشی دارد. بر اساس معادله رینولدز و با در نظر گرفتن شرط عدم لغزش رابطه (۹) حاصل می‌شود :

$$\frac{\partial p}{\partial x}=\frac{\partial \tau}{\partial y} \qquad (۹)$$

در جریان کندشونده $(\partial p/\partial x>0)$ پس تغییرات قایم تنش نیز مثبت $(\partial \tau/\partial y>0)$ خواهد شد. این امر نشان‌دهنده توزیع همگرا برای جریان کندشونده است که اثر مستقیم در برآورد ضریب اصطکاک و سرعت برشی دارد.



شکل ۱۲ برازش قانون لگاریتمی بر نیم‌رخ‌های میانگین‌گیری دوگانه در رودخانه هراز

۲-۳- مقایسه سرعت برشی محاسبه‌شده با دو روش قانون لگاریتمی و روش مشخصات لایه‌مرزی

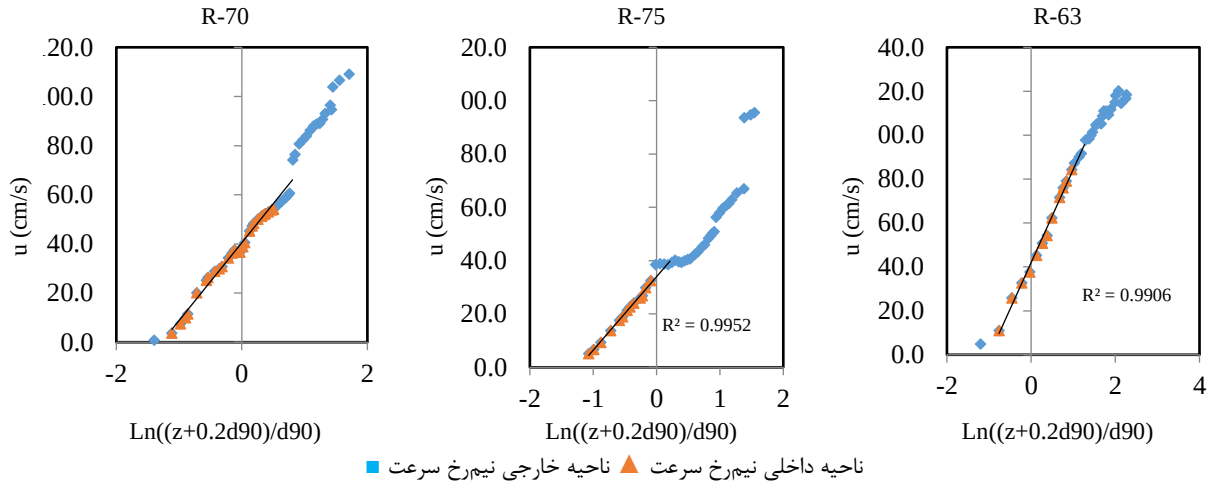
بیش از سه دهه است که قانون لگاریتمی برای جریان غیریکنواخت در هیدرولیک بکار برده می‌شود و محققین بسیاری در برقراری این قانون در جریان‌های غیریکنواخت صحه گذاشته‌اند (Song & Graf, 1994; Graf et al., 1998; Song & Chiew, 2001; Afzalimehr & Day, 2009; Afzalimehr & Rennie, 2009; Afzalimehr, 2010; Emadzadeh et al., 2010; Guadio et al., 2010.).

قانون لگاریتمی سرعت در جریان غیر یکنواخت بخوبی بر داده‌های اندازه گیری شده در نزدیک بستر برازش دارد و نتایج آن توسط محققین گوناگون ازجمله در صفحه ۵۵ Graf & Altinakar (1998) بارها گزارش‌شده است. ثابت‌های معادله لگاریتمی (κ ، k_s و Br) معرف شرایط هر آزمایش و فرضیات هر محقق می‌باشند و در مورد آن‌ها اجماع وجود ندارد.

اهمیت مطالعه جریان غیریکنواخت با شناوری نسبی متغییر در برآورد سرعت برشی است زیرا فرض جریان یکنواخت

در کانال‌ها طبیعی و رودخانه‌ها منجر به برآورد نادرست سرعت برشی و ضریب زبری می شود. برای مثال داده‌های برداشتی توسط Song & Graf (1994) تحت جریان غیریکنواخت را برای محاسبه سرعت برشی با فرض جریان یکنواخت استفاده کردیم. مقادیر به دست آمده سرعت برشی با فرض جریان یکنواخت ۵ برابر بزرگ‌تر از مقادیر به دست آمده با در نظر گرفتن غیریکنواختی جریان توسط روش‌های برازش تنش رینولدز و قانون لگاریتمی بودند. هرچند روش‌های برازش تنش رینولدز و قانون لگاریتمی تحت جریان غیریکنواخت کمتر از ۱۰ درصد با هم تفاوت داشتند. بر این اساس در نظر گرفتن غیریکنواختی جریان یک دستاورد بزرگ در مهندسی رودخانه می باشد.

Barenblatt (1982) اشاره می کند که " قانون لگاریتمی که اغلب تصور می‌شود دارای یک پایه تئوری است، در حالت کلی حتی برای اعداد رینولدز بسیار بزرگ نیز یک قانون قطعی نیست و فقط معرف تقریبی داده‌های مورد استفاده است".



شکل ۱۳ برازش قانون لگاریتمی بر نیم‌رخ‌های میانگین‌گیری دوگانه در رودخانه رستم آباد

۳-۳- محاسبه ضریب ون‌کارمن و ثابت انتگرال‌گیری

ثابت ون کارمن (κ) در قانون لگاریتمی به نحوه توزیع سرعت و شرایط جریان (حضور یا عدم حضور شکل بستر) بستگی دارد. همچنین ثابت انتگرال‌گیری در قانون لگاریتمی به گرادیان فشار (غیریکنواختی جریان) بستگی دارد. Nezu & Nakagawa (1993) در بحث مربوط به قانون لگاریتمی تصریح کردند که ثلبت ون‌کارمن و ثلبت انتگرال‌گیری قانون لگاریتمی باید با توجه به داده‌های تجربی در ناحیه داخلی جریان محاسبه شوند. بنابراین ضریب ون‌کارمن و ثابت انتگرال‌گیری با داده‌های این مطالعه و بر اساس ۰ محاسبه و نتایج مطابق ۰ ارائه شدند. مقدار ضریب ون‌کارمن محاسبه‌شده در این تحقیق به مقادیر گزارش‌شده در مطالعات Fazlollahi et al. (2013) بسیار نزدیک است که نشان‌دهنده کارایی روش میانگین‌گیری دوگانه در آزمایشگاه و رودخانه است. بعلاوه همچنانکه Guadio et al. (2010) اشاره کردند در شرایط رودخانه ای ثابت ون کارمن به‌صورت یک متغیر عمل می‌کند تا یک ثابت. هم‌چنین نتایج این تحقیق مقدار ثابت انتگرال‌گیری را $Br = 4.56 \pm 0.8$ نشان داد که نسبت به مقادیر تحقیقات Graf & Altinakar, (1998) و Song & Graf, 1994 کمتر است. Afzalimehr & Anctil (2000) معادلات لگاریتمی توسعه‌یافته در رودخلنه‌های آمریکا، کانادا، اروپا و نیوزیلند را بررسی کردند و نشان دادند که مقدار ثابت Br کاملا متغیر است و مقدار کلاسیک Br= 8.5 فقط در شرایط کاملا کنترل‌شده آزمایشگاهی قابل حصول است. حصول لایه‌مرزی متعادل و جریان کاملا توسعه‌یافته (جریان یکنواخت) در رودخانه‌ها بسیار دشوار است زیرا در مسیر جریان به دلیل تغییرات اندازه ذرات رسوب، عرض، عمق و شیب، شکل نیمرخ سرعت و مولفه‌های آشفتگی تغییر می‌کنند.

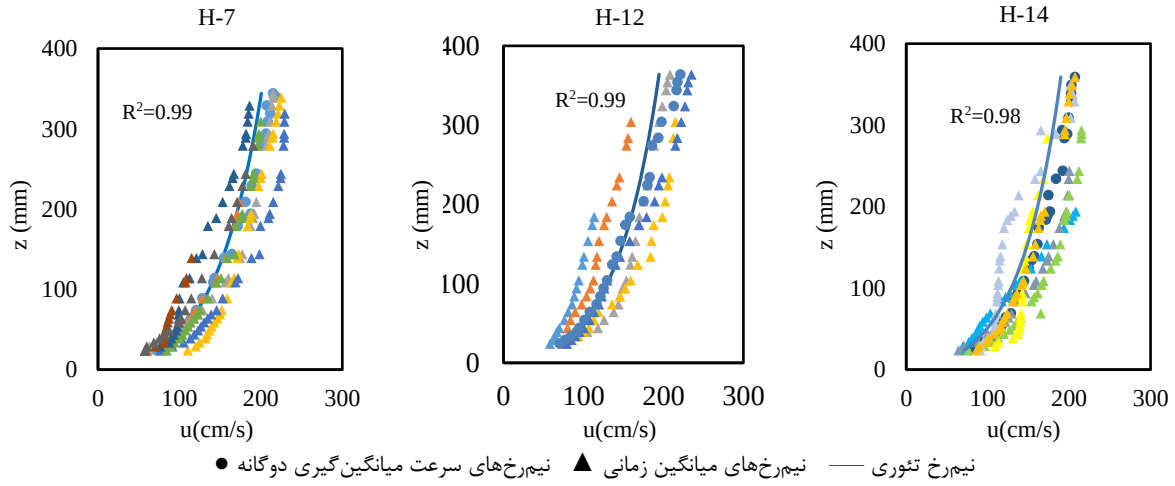
جدول ۲ مقادیر ثابت ون‌کارمن و ثابت انتگرال

نام نیم‌رخ	κ	Br
H-7	۰/۴۱	۴/۶۷
H-12	۰/۴۱	۴/۵۶
H-14	۰/۳۹	۴/۸۴
R-63	۰/۳۲	۳/۹۴
R-70	۰/۴۵	۳/۳۱
R-75	۰/۴۵	۶/۰۶

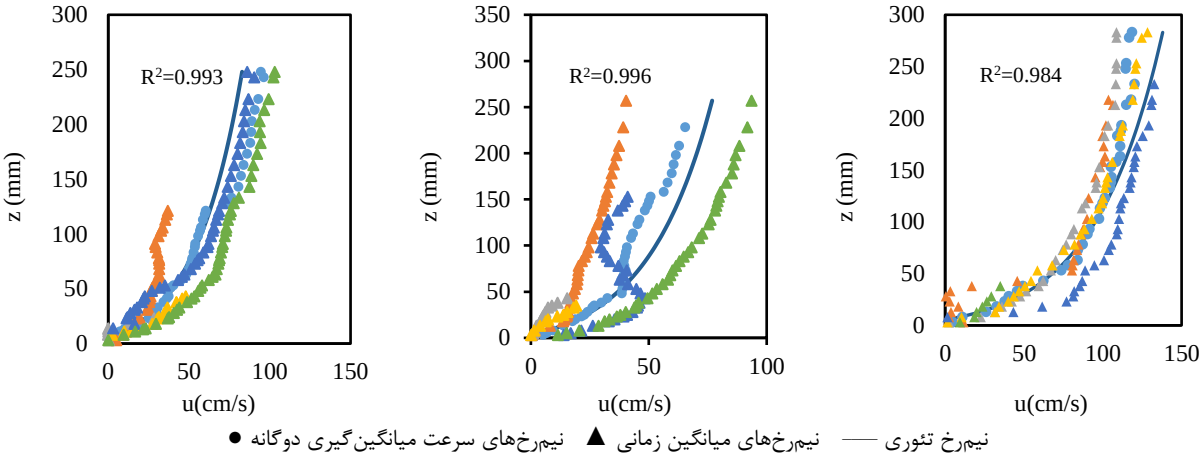
۴-۳- پارامتریک کردن قانون لگاریتمی برای نیم‌رخ‌های میانگین‌گیری دوگانه سرعت

قانون لگاریتمی ارائه‌شده در رابطه (۵)، به‌خوبی برداده‌های ناحیه داخلی نیم‌رخ سرعت میانگین‌گیری دوگلنه برازش می‌یلبد. با توجه به ضرایب به‌دست‌آمده در ۰ که نحوه محاسبه آنها در بخش‌های قبل گفته شد، می‌توان یک پیش‌بینی از سرعت در ناحیه لگاریتمی داشت. در ناحیه نزدیک بستر نیم‌رخ میانگین‌گیری دوگانه نوسانات سرعت نقطه‌ای را کاهش داده سبب همخوانی مناسب نیم‌رخ سرعت حاصل از روش قانون لگاریتمی با نیم‌رخ میانگین‌گیری دوگانه می‌شود. در ناحیه خارجی همان‌طور که پیش‌بینی می‌شود نیم‌رخ تئوری از داده‌های برداشت‌شده سرعت در رودخانه رستم‌آباد منحرف می‌شوند (شکل ۱۳). میزان انحراف از قانون لگاریتمی در ناحیه نزدیک بستر در رستم‌آباد (شکل ۱۳) بیشتر از رودخانه هراز (شکل ۱۲) است که دلیل آن شناوری نسبی (h/d_{50}) کم‌تر و نسبت ظرافت بیشتر است که مؤید نتایج Franca et al. (2008) است. شکل‌های ۱۴ و ۱۵نشان می‌دهد که همبستگی مناسبی بین رابطه تئوری و مقادیر سرعت میانگین‌گیری دوگانه وجود دارد (بیش از ۰/۹۸). نیم‌رخ‌های سرعت میانگین زمانی در نقاط بسیار نزدیک به بستر دارای نوسانات تصادفی هستند که ناشی از آشفتگی قابل‌توجه جریان و غیر یکنواختی ذرات رسوب است.

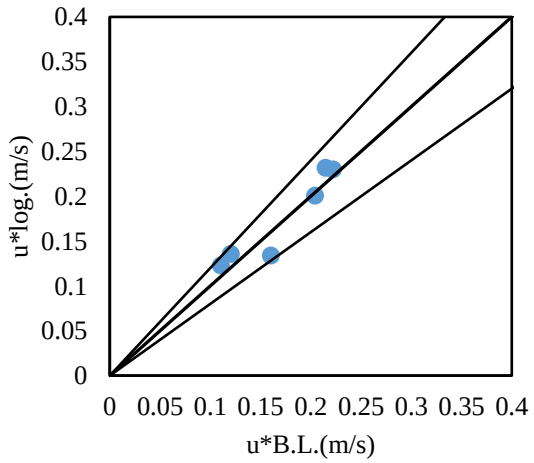
از برازش داده‌ها بر قانون لگاریتمی می‌توان سرعت برشی را بر اساس داده‌های سرعت میانگین‌گیری دوگانه محاسبه کرد و نتایج آن را با روش مشخصات لایه مرزی مقایسه کرد. پیش‌تر از این نیز برای داده‌های میانگین‌گیری زمانی این مقایسه صورت گرفته است که نشان می‌دهد نتایج حاصل از این دو روش هم‌خوانی قابل‌قبولی با یکدیگر دارند. در این تحقیق سرعت برشی برای داده‌های سرعت میانگین‌گیری دوگانه از طریق روش مشخصات لایه مرزی و قانون لگاریتمی محاسبه و مقایسه شدند. همان‌طور که در شکل ۱۶ مشاهده می‌گردد اختلاف دو روش کمتر از ۲۰٪ است که قابل‌قبول می باشد.



شکل ۱۴ نیم‌رخ‌های سرعت میانگین زمانی، میانگین‌گیری دوگانه و تئوری برای رودخانه هراز



شکل ۱۵ نیم‌رخ‌های سرعت میانگین زمانی، میانگین‌گیری دوگانه و تئوری برای رودخانه رستم‌آباد



شکل ۱۶ مقایسه سرعت برشی به‌دست‌آمده از دو روش قانون لگاریتمی و روش مشخصات لایه‌مرزی

۴- نتیجه‌گیری

در این تحقیق، سرعت در راستای جریان در دو رودخانه هراز و رستم‌آباد توسط دستگاه ADV اندازه‌گیری شدند. بستر هر دو رودخانه دارای ذرات درشت‌دانه است که در آنها متوسط نسبت عمق به‌اندازه رسوب برای رودخانه هراز ۱۰/۴ و برای رودخانه رستم‌آباد ۴/۴ بوده و جریان در بازه‌های انتخابی در هر دو رودخانه به لحاظ هیدرولیکی آشفته کاملاً زبر غیریکنواخت و کندشونده است. برای برآورد بهتر پارامترهای هیدرودینامکی مانند سرعت و سرعت برشی در نزدیکی بستر، روش میانگین گیری دوگانه از میانگین سطح موازی با بستر و نه فقط محور مرکزی رودخانه استفاده شد. برای راستای عرضی در هر مقطع از رودخانه با توجه به شرایط جریان (عمق جریان، عرض رودخانه) ۳ تا ۵ پروفیل سرعت در این مطالعه برداشت شدند و میانگین وزنی آنها بعنوان سرعت متوسط درآن مقطع استفاده شد. همچنین در امتداد طولی بازه مورد بررسی تا ۱۰ پروفیل سرعت در مسیر جریان برداشت شد. بر اساس این تعداد پروفیل، یک پروفیل معرف که نشان دهنده تمام پروفیل‌های عرضی و طولی برداشتی در آن بازه می باشد ارایه شد. لازم به ذکر استکه میانگین گیری وزنی در هر مقطع به نحوی الگوی جریان را از طریق توزیع سرعت نشان می دهد، هرچند این الگو فقط ارزش موضعی برای محاسبه سرعت برشی، ضریب زبری در آن مقطع عرضی را دارد در حالی که میانگین گیری دوگانه برای سطح موازی بستر در امتداد یک بازه از رودخانه مطالعه شده انجام شده است. بدیهی است هر چه تعداد پروفیل‌های برداشتی در یک بازه در راستای عرضی

و طولی بیشتر باشد دقت نتایج بیشتر خواهد شد که انجام آن نیازمند منابع مالی مناسب است.

با میانگین‌گیری دوگانه از داده‌های سرعت برداشت‌شده از این دو رودخانه، صحت قانون لگاریتمی بررسی شد. نتایج نشان داد که قانون لگاریتمی به‌خوبی توانسته است با کاربرد روش میانگین‌گیری دوگانه در رودخانه‌های شنی و قلوه‌سنگی بر داده‌های برداشت‌شده در ناحیه داخلی برازش یابد هم‌چنین بی‌نظمی‌های تصادفی در نیم‌رخ سرعت میانگین زمانی در نقاط نزدیک به بستر را از بین ببرد. همچنین قانون لگاریتمی در فاصله $0.02< z/h <0.3$ معتبر است و مقادیر متوسط ثابت ون‌کارمن و ثابت انتگرال‌گیری در بازه های مورد بررسی به ترتیب ۰/۴۰ و ۴/۵۶ محاسبه شدند. با استفاده از این ضرایب، قانون لگاریتمی به‌خوبی توانسته است سرعت برشی را بر اساس داده‌های ناحیه داخلی برآورد کرده و به نتایج مشابه با برآورد روش مشخصات لایه‌مرزی برسد. هرچند رودخانه رستم‌آباد به دلیل شناوری نسبی (h/d_{50}) کمتر و نسبت ظرافت بیشتر نسبت به رودخانه هراز دارای انحراف بیشتر از قانون لگاریتمی در ناحیه خارجی نیمرخ سرعت جریان است.

اغلب مطالعات آزمایشگاهی با نسبت ظرافت(B/h) کوچک (نسبت عرض به عمق جریان) کمتر از ۶ گزارش شده اند در حالی که نسبت ظرافت در رودخانه های شنی و قلوه سنگی اغلب بیشتر از ۱۰ می باشد (Afzalimehr et al., 2017b). برای بازه هراز با ($B/h=$ ۳۱/۷) انسجام بیشتری در توزیع لگاریتمی نسبت به بازه رستم آباد (۱۱۴/۳ $=B/h$) مشاهده می‌شود (مقایسه شکل‌های ۱۲ و ۱۳). همچنین پراکنش کمتری در ثابت ون کارمن و ثابت انتگرال قانون لگاریتمی (جدول ۲) در نسبت ظرافت کوچکتر (بازه هراز) مشاهده می شود. توزیع سرعت جریان به روش میانگین گیری دوگانه در هراز به‌دلیل نسبت ظرافت کوچکتر منسجم تر از بازه رستم آباد است. بنابراین گسترش نتایج آزمایشگاهی حاصل از نسبت ظرافت کوچک به رودخانه‌ها می تواند توام با خطا و استنتاج نادرست از تاثیر نحوه توزیع‌های سرعت و تنش رینولدز در برآورد مقادیر ضریب زبری و انتقال رسوب باشد. بدیهی است برای شناخت عمیق از اثر نسبت ظرافت در برآورد پارامترهای هیدرولیکی، لازم است اندازه‌گیری‌ها در بازه های گوناگون با نسبت عرض به عمق متعدد انجام شود.

لازم است در مطالعات مهندسی رودخانه به‌جای تأکید بر برهان و دلیل ریاضی، همچنان که Buffington & Montgomery (1997) اظهار کردند، بر قابلیت دفاع و عملکرد مناسب یک روش باید تاکید کرد. برآورد مناسب سرعت برشی بر اساس میانگین دوگانه می تواند به کاربرد بهتر بسیاری از پارامترهای هیدرولیکی که اساس آنها بر تجربه و نه برهان ریاضی استوار است مانند ضریب زبری، تنش برشی در انتقال رسوب و آبشستگی کمک کند. برای مثال ضریب شزی که حتی از نظر ابعادی درست نیست، بیش از ۲۵۰ سال مورد استفاده مهندسین هیدرولیک است و نیازی برای دلیل و برهان ریاضی در کاربرد آن نیست زیرا با وجود عدم اجماع در مقدار و محدودیت‌های آن، یکی از مهمترین پارامترهای مطالعات مهندسی رودخانه به‌شمار می رود

۴- فهرست علائم

Br	ثابت انتگرال
C	ضریب ثابت که برای رودخانه‌های شنی برابر ۴/۴ در نظر گرفته می‌شود.
d_{50}	قطر میانه ذرات
h	عمق جریان
k_s	زبری معادل
u	سرعت متوسط زمانی
$\langle\overline{u}\rangle$	سرعت میانگین دوگانه
u^*	سرعت برشی
u_c	سرعت حداکثر در هر نیم‌رخ سرعت
z	عمق
κ	ثابت ون‌کارمن
θ	ضخامت اندازه‌حرکت لایه‌مرزی
δ^*	ضخامت جابه‌جایی لایه‌مرزی

۵- مراجع

Afzalimehr, H. (2010). Effect of non-uniformity of flow on velocity and turbulence intensities over a cobble-bed. Hydrological Processes, 24(3), 331–341.

Afzalimehr, H., & Anctil, F. (1998). Estimation of gravel-bed river flow resistance. Journal of Hydraulic Engineering, 124(10): 1054–1058.

Afzalimehr, H., & Anctil, F. (2000). Accelerating shear velocity in gravel-bed channels. Hydrological Sciences Journal, 45(1): 113–124.

Afzalimehr, H., Barahimi, M., & Sui, J. (2017a). Non-uniform flow over cobble bed with submerged vegetation strip. In Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Water Management (pp. 1–16).

Afzalimehr H, Maddahi M. R., Sui. J. (2017b). Bedform Characteristics in a Gravel-Bed River. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 65 (4): 366–377.

Afzalimehr, H., & Dey, S. (2009). Influence of bank vegetation and gravel bed on velocity and Reynolds stress distributions. International Journal of Sediment Research, 24(2): 236–246.

Afzalimehr, H., Moradian, M., & Singh, V. P. (2017). Flow Field around Semielliptical Abutments. Journal of Hydrologic Engineering, 23(2): 4017057.

Afzalimehr, H., & Rennie, C. D. (2009). Determination of bed shear stress in gravel-bed Rivers using boundary-layer parameters. Hydrological Sciences Journal, 54(1): 147–159.

Buffington J. M. and Montgomery D.R. (1997). A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel bedded rivers. Water Resources Research, 33(8): 1993-2029.

Barenblatt, G. I. (1982). Similarity, self-similarity, and intermediate asymptotics Theory and applications to geophysical hydrodynamics. Leningrad Gidrometeoizdat.

Bendat, J. S., & Piersol, A. G. (1986). Random data: measurement and analysis procedures. Wiley New York

Bolhassani, R., Afzalimehr, H., & Dey, S. (2015). Effects of relative submergence and bed slope on sediment incipient motion under decelerating flows. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 63(4): 295–302.

Chanson, H. (1999). The Hydraulics of Open Channel Flow: an Introduction. Sediment Transport Mechanisms 1. Bed-load Transport.

Dey, S., (2014). Fluvial Hydrodynamics: Hydrodynamic and Sediment Transport Phenomena. Springer-Verlag, Berlin.

Emadzadeh, A., Chiew, Y. M., & Afzalimehr, H. (2010). Effect of accelerating and decelerating flows on incipient motion in sand bed streams. Advances in Water Resources, 33(9): 1094–1104.

Chanson H. (1999). The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction. John Wiley & Sons. p .544

Fazlollahi, A. Afzalimehr, H. Evaluation of the validity of double-averaging for wall law application on pool (2013). Journal of Hydraulics. 8(1): 19-28 (In Persian)

Franca, M. J., Ferreira, R. M. L., Cardoso, A. H., & Lemmin, U. (2010). Double-average methodology applied to turbulent gravel-bed river flows. In Proceedings of the River Flow 2010 Conference, 56–65.

Franca, M. J., Ferreira, R. M. L., & Lemmin, U. (2008). Parameterization of the logarithmic layer of double-averaged streamwise velocity profiles in gravel-bed river flows. Advances in Water Resources, 31(6): 915–925.

Gloyi, M. Motamedi, A. Najafabadi E. (2016). Application of shear velocity derived from double-averaging on dunes. Iranian Hydraulic Conference, Iran, Qazvin (In Persian).

Gaudio, R., Miglio, A., & Dey, S. (2010). Non-universality of von Kármán's κ in fluvial streams. Journal of Hydraulic Research, 48(5): 658–663.

Goring, D. G., & Nikora, V. I. (2002). Despiking Acoustic Doppler Velocimeter Data. Journal of Hydraulic Engineering, 128(1): 117–126.

Graf, W. H., & MS Altinakar. (1998). Fluvial hydraulics: Flow and transport processes in channels of simple geometry.

Kabiri, F., Afzalimehr, H., & Sui, J. (2017). Flow structure over a wavy bed with vegetation cover. International Journal of Sediment Research, 32(2): 186-194.

Kironoto, B. A., & Graf, W. H. (1995). Turbulence characteristics in rough non-uniform open-channel flow. Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Water Maritime and Energy, 112(4): 336-348.

Najafabadi, E. F., Afzalimehr, H., & Rowiński, P. M. (2018). Flow structure through a fluvial pool-riffle sequence–Case study. Journal of Hydro-Environment Research, 19(October 2016): 1-15.

Nezu, I., & Nakagawa, H. (1993). Turbulence in open channels. IAHR/AIRH Monograph. Balkema, Rotterdam, the Netherlands.

Nikora, V., Goring, D., McEwan, I., & Griffiths, G. (2001). Spatially averaged open-channel flow over rough bed. Journal of Hydraulic Engineering, 127(2): 123-133.

Nikora V., McEwan I., McLean S., Coleman S., Pokrajac D., and Walters R. (2007). Double-Averaging Concept for Rough-Bed Open-Channel and Overland Flows: Theoretical Background. Journal of Hydraulic Engineering, 133(8): 873-883.

Nortek, A. S. (2009). Vectrino velocimeter user guide. Nortek AS, Vangkroken, Norway.

Omid, M. & Nasrabadi, M. (2006). Sediment engineering, Manual and practice. University of Tehran Press. Tehran

Plott J.R., Diplas P. Kozarek J.L. Dancey C.L. Hill C. Sotiropoulos F. (2013). A generalized log law formulation for a wide range of boundary roughness typically encountered in natural streams. Journal of Geophysical Research Atmospheres 118(3): 1419-1431.

Reynolds, A. J. (1974). Turbulent flows in engineering. J. Wiley & Sons, New York.

Schlichting H. (1979). Boundary- layer theory. McGraw-Hill Book Company Co. Toronto.

Shahmohammadi, R., Afzalimehr, H., & Sui, J. (2018). Impacts of turbulent flow over a channel bed with a vegetation patch on the incipient motion of sediment. Canadian Journal of Civil Engineering, 45(9): 803-816.

Simons, D. B., & Şentürk, F. (1992). Sediment transport technology: water and sediment dynamics. Water Resources Publication.

Smith, J. D., & McLean, S. R. (1977). Spatially averaged flow over a wavy surface. Journal of Geophysical Research, 82(12): 1735-1746.

Song, T. Graf. W.H. (1994). Non-uniform open-channel flow over a rough bed. Journal of Hydro science and Hydraulic Engineering, JSCE, 12: 1-25.

Song T., Chiew Y. M. (2001). Turbulence measurement in non-uniform open channel flow using Acoustic Doppler Velocimeter (ADV). Journal of Engineering Mechanics-ASCE 127(3): 219-232.

Song, T., Graf, W. H., & Lemmin, U. (1994). Uniform flow in open channels with movable gravel bed. Journal of Hydraulic Research, 32(6): 861-876.

Tennekes, H., & Lumley, J. L. (1972). A first course in turbulence. MIT press.

White, F. M. (1974). Viscous fluid flow. New York: McGraw-Hill.

Wolman, M. G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. EOS, Transactions American Geophysical Union, 35(6): 951-956.

Wu B., Molinas A., and Julein P.Y. (2004) Bed-material load computations for nonuniform sediments. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 130(10): 1002-1012

Yalin, S. M. (1972). Mechanics of sediment transport. Pergamon Press, Oxford, New York.

Yanda, R., Harada, M., & Tamagawa, I. (2018). Study on double-averaged velocity profile for rough bed and low-flow conditions, Journal of Japan Society of Civil Engineers, JSCE, 74(4): 619-624.

Validation of Double- Averaged Velocity Method for Decelerating Flow in Coarse-bed Rivers

Hossein Afzalimehr[1*] and Rasool Ramazany[2]
1- Department of Civil Engineering, Iran University of Science and Technology
2- Department of Civil Engineering, Iran University of Science and Technology

[*]**hafzali@iust.ac.ir**

Abstract
A clear understanding of the interaction of bed-form and flow characteristics in natural streams is essential for a variety of ecological and river engineering projects such as river rehabilitation, pollution control, and stable channel design. The present study deals with the logarithmic layer of double-averaged (in time and space) streamwise velocity profiles in decelerating flow, in coarse-bed Rivers. The streamwise velocity profiles were obtained from field measurements conducted in the Haraz and Rostam Abad Rivers. Velocity measurements were collected at 200 Hz and 120 seconds by using an Acoustic Doppler Velocimeter (ADV). In Both cases, the river bed was composed of coarse gravel and cobble, with relative submergences (h/d_{50}) from 4.4 to 10.4. Due to the limitations in double-averaging method application in the Iranian Rivers, the validity of this method was investigated using the logarithmic law and the boundary layer characteristic method. Based on the observations, the flow may be divided into the two different layers: the inner layer (logarithmic layer) and the outer layer. In the inner layer ($0.02 < z/h < 0.3$), the double-averaged velocity profiles confirmed the logarithmic law. However, the velocity data deviated from the logarithmic law in the outer region without a particular pattern. The results of this study can help a better estimation of hydraulic parameters in coarse-bed streams, decreasing the cost of the hydraulic engineering plans in rivers.

Keyword: Double Averaging Method, Logarithmic Law, Boundary Layer Characteristics Method, Decelerating Flow, Coarse- bed Rivers